

AKADÉMIAI DOKTORI ÉRTEKEZÉS

A **K/Ar** ÉS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOKRONOLÓGIA FEJLESZTÉSE ÉS
ALKALMAZÁSA

I. kötet

Balogh Kadosa

MTA Atommagkutató Intézet

Debrecen

2006

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	4
2. A K/Ar módszer	8
3. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer	11
3.1. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer és alkalmazásának elvi alapjai, előnyei és hátrányai	11
3.1.1. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer elve	11
3.1.2. Az Ar/Ar módszerek előnyei és néhány hátránya	13
3.2. Az Ar/Ar módszer bevezetésével kapcsolatos fejlesztések, új műszeres és kísérleti megoldások, további lehetőségek	14
3.2.1. A tömegspektrométeres Ar mérés érzékenységének növelése a vákuum javításával	14
3.2.2. További lehetőségek az Ar mérés érzékenységének növelésére	16
3.3 A minta besugárzása	18
4. Metamorfitok vizsgálata	21
4.1. A metamorfitokon mért korok értelmezése, a Dodson-elmélet	21
4.2. A Zempléni-szigethegység	25
4.2.1. Földtani-kőzettani viszonyok, a kutatás előzményei	25
4.2.2. A kormeghatározások eredményei és értelmezésük	26
4.2.3. Földtani és kronológiai következtetések	28
4.3. A magyarországi Veporidák	29
4.3.1. Földtani áttekintés, előzmények	29
4.3.2. A kronológiai adatok értelmezése	31
4.4 A Közép-Boszniai-palahegység	34
4.4.1. A Közép-Boszniai-palahegység földtani felépítése	34
4.4.2. Kormeghatározások és értelmezésük	35
4.5. A Soproni Kristályospala összlet	37
4.5.1. Földtani viszonyok és a kutatás előzményei.	38
4.5.2. Ar módszeres kronológiai vizsgálatok	40
4.5.3. Az Ar/Ar kormeghatározás adataiból szerkesztett "meaningless" Arrhenius-diagramok.	46
4.5.4. A diffúzió jellegének és körülményeinek hatása a záródási hőmérsékletre.	47
4.5.5. Az Ar módszeres vizsgálatok geokronológiai eredményeinek összefoglalása.	52
5. Kisfokú és nagyon kisfokú metamorfózis kormeghatározása	54
5.1. A < 2 μm -es rétegszilikátok kormeghatározása: alkalmazási lehetőségek és	54

a koradatok jelentése.	
5.2. Világos K-csillámok vizsgálata a Kisalföld kelet-alpi típusú aljzatának kistekvő és nagyon kistekvő metamorfizmusain	61
5.3. Alacsony hőmérsékletű metamorfózis és lehűlés kormeghatározása a Bükkium (legbelső Nyugati-Kárpátok, Magyarország) paleozoos és mezozoos formációin.	63
5.4. A tektonikai feszültség hatása a < 2 µm-es filloszilikátokra: esettanulmányok a Glarus áttolódás (overthrust) és Kandersteg (Svájc) környékén. Tektonikai események kormeghatározásának lehetősége.	66
5.4.1. Kistekvő metamorfizmusok a Glarus áttolódás szelvényeiből.	66
5.4.2. A tektonikus nyírás deformáció (tectonic shear strain) lehetséges hatása a filloszilikátokra: a < 2 µm-es ásványok tanulmányozása Kandersteg környékén (Helvét domén, Központi-Alpok, Svájc)	68
5.4.3. Tektonikus zónák kormeghatározása.	69
5.5. Nagyon kistekvő metamorfózis kormeghatározása a Melléti egység (Nyugati-Kárpátok, Szlovákia) üledékes kőzetein.	71
5.6. A <2,0 µm-es világos K-csillámok kronológiai vizsgálatának tapasztalatai és módszertani eredményei.	73
6. A Kárpát-medence szarmata utáni bazaltjai	75
6.1. A szarmata utáni bazaltok kormeghatározásának előzményei.	75
6.2. Szlovákiai bazaltok kormeghatározása.	77
6.2.1. Az izokron korok ellenőrzésére és az egyenetlen eloszlású többlet Ar-t tartalmazó bazaltok kormeghatározására kidolgozott módszer.	77
6.2.2. Közép- és Dél-Szlovákia bazaltjainak kormeghatározása.	82
6.2.2.1. A bazaltok földtani és települési viszonyai.	82
6.2.2.2. A szlovákiai bazaltvulkanosság időbeli fejlődése a K/Ar kormeghatározások alapján.	
6.2.3. A szlovákiai bazaltok kormeghatározásának eredményei és tapasztalatai.	91
6.3. Délkelet-Stájerország és Dél-Burgenland szarmata utáni vulkanitjainak K/Ar kora.	92
6.4. A Tihanyi-maar K/Ar vizsgálata.	94
6.5. A Hegyestű korának ellenőrzése: egy hibalehetőség leucit- és nefelintartalmú kőzetek kormeghatározásakor.	97
7. Fuerteventura (Kanári-szigetek) alapszintjének (Basal Complex) kronológiai kutatása.	101
7.1. Bevezetés.	101
7.2. Fuerteventura földtani felépítése.	102
7.3. Kronológiai kutatások.	104
7.3.1. Üledékes kőzetek kormeghatározása	104
7.3.2. Az A1 kőzetcsoporthoz (gabbró - piroxenit - szienit intrúziók) vizsgálata.	104
7.3.3. Az A2 kőzetcsoporthoz. Szienit - karbonátit összletek	108
7.3.3.1. Punta del Peñon Blanco.	108
7.3.3.2. Ajui-Solapa összlet	109
7.3.3.3. Esquinzo összlet	110
7.3.4. A fő telérrel.	112

7.3.5. Az A3 közetcsoporth	113
7.3.6. Az A4 közetcsoporth	114
7.3.7. További kormeghatározások a legidősebb tengeralatti és átmeneti vulkáni komplexumokon	114
7.4. A többlet argonra vonatkozó eredmények összegzése.	115
7.5. A kronológiai eredmények összefoglalása	116
8. Ércesedés korának meghatározása.	118
8.1 Bevezetés	118
8.2. Mangánásványok Ar-módszeres kormeghatározásának áttekintése	118
8.3. Az úrkúti oxidos mangánérc korának meghatározása	119
8.3.1. Földtani viszonyok, a megelőző kutatások.	119
8.3.2. Az úrkúti Mn-ércesedés kronológiai vizsgálata.	121
8.4. Következtetések	126
8.5. A Kelaszuri masszívum (Nagy Kaukázus, Grúzia) ércesedésének kormeghatározása	127
9. Összefoglalás	130
Köszönetnyilvánítás	133
Irodalom	135

1. Bevezetés

A múlt század 50-es éveitől, a megfelelően pontos izotópanalitikai tömegspektrométerek kifejlesztését és elterjedését követően, a természetben előforduló radioaktív izotópok bomlásán alapuló földtani kormeghatározási módszerek a földtani kutatás fontos eszközévé váltak. Segítségükkel magmás folyamatok lezajlása óta eltelt idő, esetenként az üledékképződés ideje, az ércesedés és a hidrotermális folyamatok kora, továbbá a metamorfózis, illetve az azt követő kiemelkedés, a (nagyon) kisfokú metamorf, illetve diagenetikus folyamatok kora állapítható meg. Nagy jelentőségűek e módszerek a hegységképződési folyamatok időbeli lefolyásának kutatásában, továbbá az üledékes kőzetekben található ásványok, illetve kavicsok származási helyének meghatározásakor.

A K/Ar módszer hazai bevezetésével kapcsolatos tevékenységemet és a hazai K/Ar módszeres kutatások első eredményeit az 1985-ben megvédett kandidátusi értekezésemben foglaltam össze. Ebben az időben a megfelelő tömegspektrométer megvásárlásának pénzügyi akadályai voltak, argonkivonó berendezés kereskedelmi forgalomban pedig még nem volt kapható. Így a hazai műszaki és pénzügyi lehetőségek által korlátozott keretek között kellett megtalálnom a kísérleti feladat megoldásához vezető utat. A cél földtörténeti problémák mielőbbi megoldása volt, újszerű módszeres és kísérleti megoldásokra nem gondoltunk. A K/Ar laboratórium létesítése sikeres volt, berendezéseink folyamatosan működtek, az érzékenység és pontosság növelését állandó feladatunknak tekintettük. A 80-as évek közepén pl. az Ar meghatározásához kb. 10^{-6} cm^3 ^{38}Ar nyomjelzőt használtunk. Idővel ezt a mennyiséget $<10^{-7} \text{ cm}^3$ -re sikerült csökkentenünk, s a kevesebb argont most pontosabban tudjuk megmérni.

A 70-es évektől megindult nemzetközi kapcsolataink kiépülése, először a környező országokkal (Csehszlovákia, Románia, Szovjetunió). A 90-es években nemzetközi kapcsolataink kiteljesedtek, lényegében a mérési kapacitásunk és a hazai kutatási igények által megszabott határig.

A jelen értekezés tematikailag kandidátusi értekezésem folytatása, az 1985 óta elért eredményeim egy részét tartalmazza. Néhány esetben foglalkozom a kandidátusi értekezésemben már érintett problémával (pl. Szlovákia szarmata utáni alkálibazaltjai), de csak akkor, ha az utóbbi 20 év vizsgálatai jelentős új tudományos eredményeket szolgáltatottak.

A 80-as évek közepén, amikor már sikeresen alkalmaztuk a K/Ar módszert a földtörténeti problémák egész sorának (magmás működés, metamorfózis, ércesedés kormeghatározása) megoldására, kutatásaink két új területét nyitottuk meg.

Foglalkozni kezdtünk más laboratóriumban még nem alkalmazott módszerek kifejlesztésével, a K/Ar módszer alkalmazási lehetőségeinek kiterjesztése és az eredmények szigorúbb ellenőrzése céljából. Ezen a téren legjelentősebbnek a fiatal bazaltokon mért korok megbízhatóságának ellenőrzésére kidolgozott kritériumokat tartom; ezeket a Somoskő bazaltjának vizsgálata során sikerült kidolgoznunk (Balogh és társai, 1994a).

A másik új terület, amelyen a 90-es évektől dolgozom, a K/Ar módszer műszeres tökéletesítésére irányult. Felismertem, hogy a kereskedelemben kapható nemesgáz-tömegspektrométereknek elég súlyos konstrukciós hibái vannak. Például a sztatikus mérés során az aktív gázok folyamatos elszívására alkalmazott konstrukció előnytelen, mert az e célra szolgáló szivattyút szűk keresztmetszetű csővel csatlakoztatják a tömegspektrométer vákuumteréhez. Egy előnyösebb megoldás alkalmazása tette lehetővé az Ar/Ar módszer bevezetését arra a saját tervezésű és fejlesztésű tömegspektrométerünkre alapozva, amely az Atommagkutató Intézet műhelyében még a 70-es években készült. Az Ar/Ar módszer bevezetése során nagyon egyszerű eszközt fejlesztettem ki, amelynek segítségével az atomreaktorban történő besugárzás alatt a minta forgatható, ezáltal a fluxuseloszlás több mint egy nagyságrenddel egyenletesebbé vált. Rájöttem, hogy a kis mennyiségű minták kormeghatározására egyre gyakrabban használt "laser spot dating" technika esetén az Ar izotópok mérése megfelelő pontossággal és jóval érzékenyebben lenne mérhető helyzetérzékeny detektorok alkalmazásával. Ennek gyakorlati megvalósítására Magyarországon nem nyílt lehetőség, de az Okayamai Egyetem lehetővé tette számomra, hogy elgondolásom meghívott előadóként ismertethessem 2000-ben az általuk szervezett International Geoscience Symposiumon. E módszer gyakorlati megvalósítása most az Okayamai Egyetemen folyamatban van, számunkra ez az ötlet a japán kapcsolatok kiépítésének lehetőségét teremtette meg.

Kutatásaink legnagyobb részét természetesen továbbra is a földtörténeti vizsgálatok teszik ki, dolgozatomban is ezekkel foglalkozom a legrészletesebben. Minden esetben geológus kollégákkal közösen dolgozunk, számunkra a kutatás kronológiai részének legcélszerűbb megtervezése és az eredmények értékelésére vonatkozó nemzetközi és hazai tapasztalatok legteljesebb figyelembevétele volt a cél.

Dolgozatomban a különböző jellegű földtörténeti problémák vizsgálatának bemutatására törekedtem. Olyan területek vizsgálatát ismertetem, ahol a koradatok értelmezése rutinszerűen nem lett volna megoldható, ezáltal lehetőségem nyílik néhány példán keresztül bemutatni, hogyan lehet a kronológiai vizsgálatok tervezését a földtörténeti feladathoz igazítani. Kutatásaim közül a következő folyamatokat választottam ki.

1. Metamorfózis, metamorfitok kiemelkedésének kutatása. A Zempléni-szigethegység, a Soproni-hegység, a Közép-Boszniai-palahegység területén és a Veporidák magyarországi részén végzett vizsgálataim kronológiai eredményeit ismertetem.

2. Kisfokú és nagyon kisfokú metamorfitok vizsgálata. Ezek a vizsgálatok a GKKI-ben Árkai Péter irányításával folyó kutatásokhoz csatlakoztak. Ezt a részt itt csak nagyon tömören foglalom össze, néhány módszertani eredményre szeretném helyezni a hangsúlyt, amelyek felismerésében nagyobb részem volt.

3. A Kárpát-medence szarmata utáni alkálilbazaltjainak kutatása. Ebben a fejezetben részletesebben módszertani eredményeimet tárgyalom, továbbá kitérek a szlovákiai és kelet-ausztriai bazaltok korviszonyainak ismertetésére, valamint a Balaton-felvidéken végzett újabb vizsgálataink eredményeire.

4. Fuerteventura (Kanári-szigetek) idősebb magmás kőzeteinek (Basal Complex) kronológiája. Ez több szempontból is érdekes volt számunkra: (i) eltérően a Kárpát-medence harmadidőszaki magmás kőzeteitől, itt lehetőségünk nyílt nem szubdukcióval kapcsolatos, köpenyből differenciálódott magmás kőzetek vizsgálatára, (ii) a szigeten rendkívül erős és folyamatos a magmás működés, így tanulmányozhattam például a kronológiai vizsgálatok lehetőségét ezen az erős vulkáni utóhatásnak kitett területen.

Fuerteventura vizsgálata nem várt eredménnyel is szolgált: felismertem, hogy lemezen belüli magmás kőzetek vizsgálatakor a többlet Ar zavaró hatása lényegesen nagyobb lehet, mint pl. a szubdukcióhoz kötődő magmatitok esetén.

5. Ércesedés kronológiai problémáinak kutatása. Ebben a fejezetben az ércesedési folyamatok datálásának különböző lehetőségeit tekintem át. Példaként az úrkúti mangánércesedéssel kapcsolatos vizsgálatainkra támaszkodom, ahol a bonyolult földtörténeti viszonyok miatt az egyes földtani folyamatok kronológiai hatásának elkülönítése csak a kutatás nagyon átgondolt megtervezése után volt lehetséges. Ismertetem továbbá a kaukázusi Kelaszuri masszívum ércesedésének kormeghatározását, ami az ércesedés során keletkezett hidromuszkovit datálásával egyszerűen megoldható feladat volt.

A módszertani és kronológiai eredmények bemutatása mellett törekedtem a radiometrikus geokronológiai kutatások helyzetének áttekintésére is. A kutatás túlnyomó részben az alkalmazásra irányul, így a módszerek geokémiai, ásvány-kőzettani alapjainak ismerete máig hiányos. Igyekeztem kitérni az értékelés ebből adódó nehézségeire, vázolni a lehetséges megoldások felé vezető utat, azzal a céllal és reménnyel, hogy ez segíteni fogja a geológus kollégákat a radiometrikus kormeghatározások eredményeinek reális értékelésében.

2. A K/Ar módszer

A K/Ar módszer elvét és kísérleti berendezéseit kandidátusi értekezésemben (Balogh Kad., 1984) részletesen leírtam, most csak a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ módszer ismertetésének bevezetéseként foglalom össze röviden.

A K/Ar módszer a ^{40}K radioaktivitásán alapul, a ^{40}K izotóp $1,25 \times 10^9$ év felezési idővel ^{40}Ar és ^{40}Ca izotópokká bomlik. A geokronológiában a IUGS Rétegtani Bizottságának Geokronológiai Albizottsága által 1976-ban elfogadott bomlási állandók és izotóparány értékek használatosak, amelyeket Steiger és Jäger 1977-ben közöltek. A bomlási állandók, valamint a K és Ar izotópjainak gyakoriságai a következők:

A ^{40}K bomlási állandói:

$\lambda_e = 0,5808 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$; $\lambda_{\beta^-} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$; $\lambda = \lambda_e + \lambda_{\beta^-} = 5,543 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$
ahol λ_e a ^{40}Ar keletkezésére vezető elektronbefogás, λ_{β^-} pedig a ^{40}Ca -ot eredményező β^- bomlás bomlási állandója.

A K és az atmoszférikus Ar [jelölése Ar(atm)] izotópjainak gyakorisága:

^{39}K : 93,2581 %; ^{40}K : 0,01167 %; ^{41}K : 6,7302 %

^{36}Ar : 0,3364 %; ^{38}Ar : 0,0632 %; ^{40}Ar : 99,6 %; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5$

A megadott gyakoriságok atomi %-ot jelentenek.

A radioaktív bomlás törvénye alapján levezethető a koregyenlet:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{\text{Ar}_{\text{rad}}^{40}}{\text{K}^{40}} \right] \quad (2.1.)$$

2.1.-ben a ^{40}K bomlásából keletkezett radiogén ^{40}Ar (jelölése $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ vagy $^{40}\text{Ar}^*$) tetszőleges, de azonos egységben helyettesítendő be, vagy pedig egy megfelelő átszámítási tényezőt is be kell vezetnünk a 2.1. egyenletbe; a ^{40}K izotóp helyett használható a vele arányos K koncentráció is. A $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ koncentrációjának meghatározása legtöbbször tömegspektrométeres izotóphígításos analízissel történik ^{38}Ar nyomjelző használatával. A

tömegspektrométer az Ar izotópok között nem tesz különbséget, a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ mennyisége közvetlenül nem mérhető. A kőzetből felszabadított Ar-hoz hozzáadva az ismert mennyiségű ^{38}Ar nyomjelzőt a ^{40}Ar teljes mennyisége határozható meg. A ^{36}Ar izotóp csak az atmoszférában fordul elő, mérésével, a $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}}$ arányt ismerve meghatározható az atmoszférikus ^{40}Ar [jelölése $^{40}\text{Ar}(\text{atm})$] mennyisége. A radiogén ^{40}Ar ezután a

$$^{40}\text{Ar}(\text{rad}) = ^{40}\text{Ar} - 295,5 \times ^{36}\text{Ar}(\text{atm}) \quad (2.2.)$$

egyenlet alapján számolható ki. A kőzetekből kivont, nyomjelzett Ar jellemző tömegspektrumát a 2.1 ábra szemlélteti. A 2.2. egyenlet akkor érvényes, ha a kőzet Ar tartalmának a nem radioaktív bomlásból származó része valóban atmoszférikus izotópösszetételű.

A radioaktív bomlás törvényéből vagy a 2.1. koregyenletből levezethető a kőzet kialakulása vagy lehűlése óta a ^{40}K bomlásából keletkezett $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ mennyisége:

$$^{40}\text{Ar}(\text{rad}) = \frac{\lambda_e}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) ^{40}\text{K}_i \quad (2.3.)$$

Amennyiben a kőzetben keletkezésekor már volt ^{40}Ar , amit $^{40}\text{Ar}_i$ -vel jelölünk (i: initial), akkor a kőzet jelenlegi ^{40}Ar tartalmát a

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_e}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) ^{40}\text{K} + ^{40}\text{Ar}_i \quad (2.4.)$$

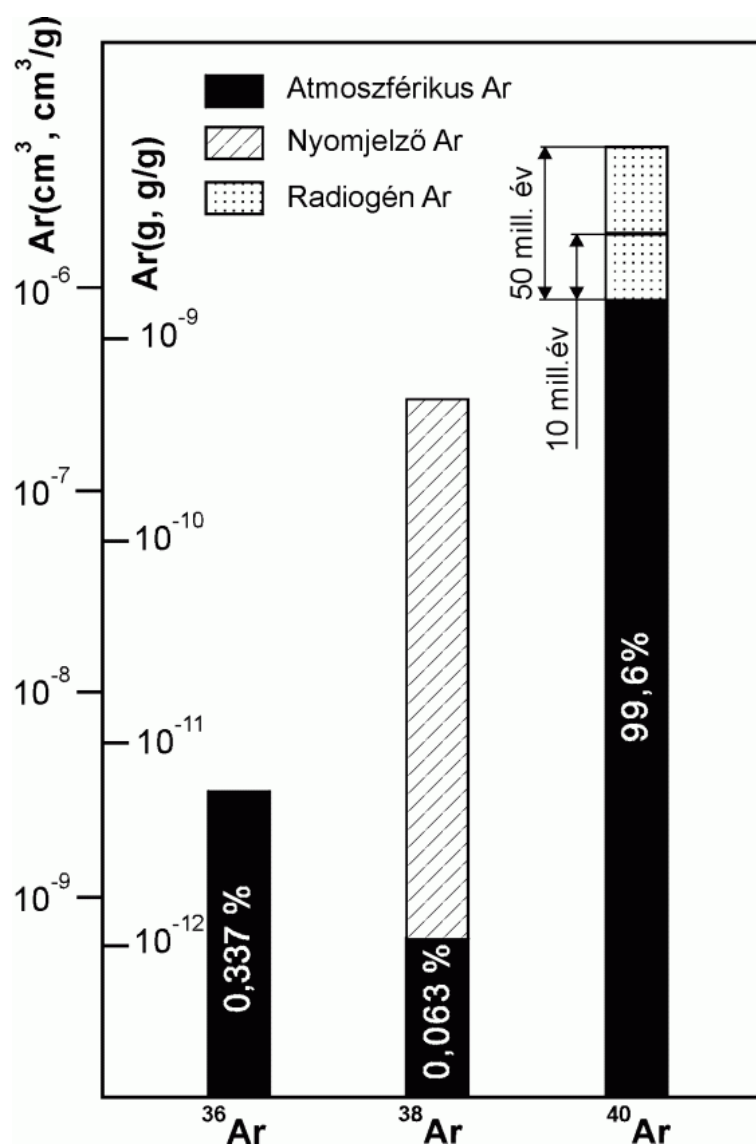
egyenlet adja meg. 2.4.-ről látható hogy egyenes egyenlete, $y = mx + b$ alakú, ahol $^{40}\text{Ar} = y$, $^{40}\text{K} = x$, a ^{40}Ar kezdeti mennyisége $^{40}\text{Ar}_i = b$, a kőzet pedig az $m = (\lambda_e/\lambda)(e^{\lambda t} - 1)$ meredekség határozza meg. Egy azonos korú kőzettest (pl. lávafolyás vagy intrúzió) különböző mintáinak ^{40}Ar és ^{40}K tartalmát a $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ koordináta rendszerben ábrázoló pontok egyenesre illeszkednek, amennyiben a radiogén Ar mellett a kőzet csak atmoszférikus Ar-t tartalmaz, vagy ha a nem atmoszférikus és nem radiogén Ar, ami pl. a magma nem tökéletes kigázosodása miatt maradhatott meg a kőzetben (pl. a bazalt nem adja le teljesen a kitörés előtt, még a köpenyben keletkezett vagy a kérgen való áthaladáskor abszorbeált Ar(rad) tartalmát, amit többlet Ar-nak nevezünk és jelölése Ar(ex)) minden mintában azonos koncentrációban van jelen. Ebben az esetben a kor az egyenes meredekségéből számolható ki.

Szokásos y koordinátaként a 2.2. egyenlet alapján számolt $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ értékét megadni, ilyenkor az y-tengellyel való metszéspont közvetlenül az Ar(ex) értékét adja meg. Amennyiben $^{40}\text{Ar}_i < 0$, akkor az egyenest meghatározó minták azonos mennyiségű radiogén Ar-t veszítettek. Ezt a diagramot röviden I_2 izokronnak fogom nevezni.

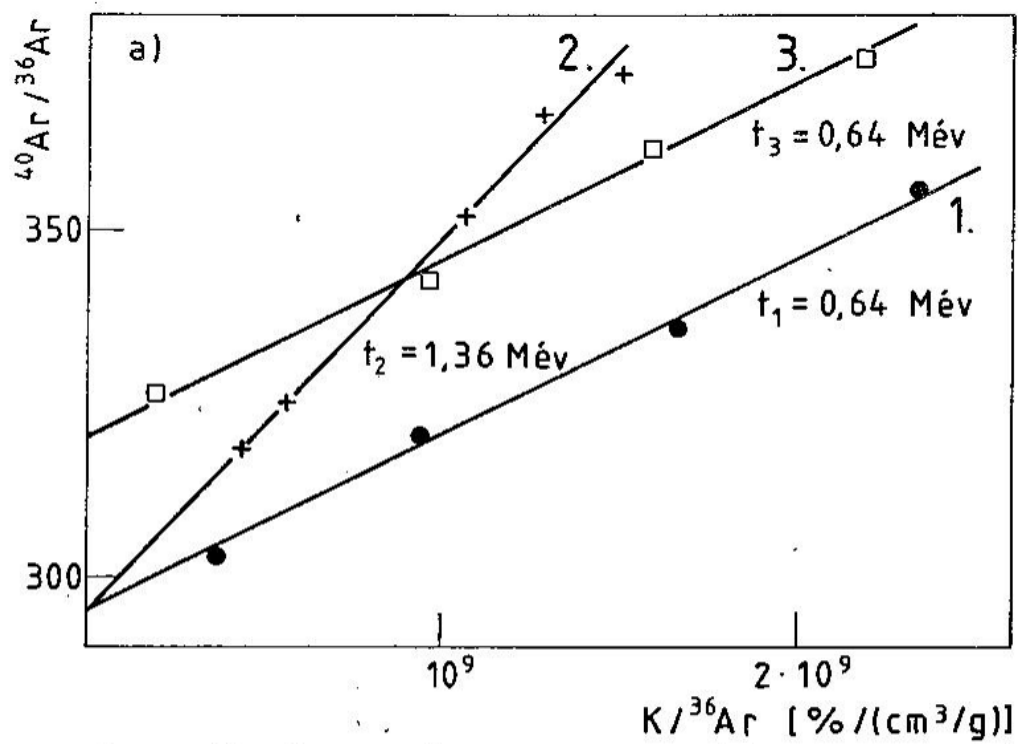
A 2.4. egyenletet ^{36}Ar -nal elosztva a

$$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} = \frac{\lambda_e}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) ^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar} + ^{40}\text{Ar}_i / ^{36}\text{Ar} \quad (2.5.)$$

egyenlethez jutunk, ami szintén egyenes egyenlete a $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ koordináta rendszerben. A pontok akkor illeszkednek egyenesre, ha a minták kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ aránya azonos volt. Ezt, a röviden I_1 izokronnak nevezett diagramot szemlélteti a 2.2. ábra, amelyen az 1. és 3. egyenesek azonos korú kőzetek pontjaira vannak illesztve. Az 1. egyenes mintái nem tartalmaznak többlet Ar-t [$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295,5$], a 3. egyenesre illeszkedő pontok mintái viszont igen. A nagyobb meredekségű 2. egyenest idősebb, többlet Ar-t nem tartalmazó minták határozzák meg.



2.1. Ábra. Kőzetből kivont és nyomjelzett Ar tömegspektrumának szerkezete



2.2. Ábra. A $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - \text{K}/^{36}\text{Ar}$ izokron diagram (I_1)

3. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer

3.1. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer és alkalmazásának elvi alapjai, előnyei és hátrányai.

3.1.1. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer elve.

A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (röviden Ar/Ar) módszer a K/Ar kormeghatározás továbbfejlesztett változata. A kőzet- vagy ásványmintát atomreaktorban besugározva a



reakcióban ^{39}Ar keletkezik, amelynek felezési ideje 269 év, így tömegspektrométerrel a többi Ar izotóppal együtt jól mérhető.

A keletkezett ^{39}Ar mennyisége a

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \int \Phi(E, t) \sigma(E) dE dt \quad (3.1.2.)$$

egyenlettel adható meg, ahol $\Phi(E, t)$ a reaktor neutronfluxusának energia és idő szerinti eloszlása és $\sigma(E)$ a 3.1.1. reakció hatáskeresztmetszete E energiájú neutronra. Az integrálást a reaktor neutronspektrumának teljes energiatartományára és a besugárzás idejére kell elvégeznünk. A K izotóparánya állandó, így a ^{39}K és ^{40}K tartalmak arányosak.

$$^{39}\text{K} = \left[\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right] ^{40}\text{K} \quad (3.1.3.)$$

A szögletes zárójelben lévő kifejezés az izotóparányt jelöli. Átrendezve:

$$^{40}\text{K} = \left[\frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \right] ^{39}\text{K} \quad (3.1.4.)$$

A 3.1.2. és 3.1.3. egyenleteket a 2.1. koregyenletbe behelyettesítve a

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \left[\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right] \int \Phi(E, t) \sigma(E) dE dt \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right\} \quad (3.1.5.)$$

egyenletet kapjuk. A ln mögött lévő kifejezés második tagjában a

$$J = \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \int \Phi(E, t) \sigma(E) dE dt \quad (3.1.6.)$$

kifejezés, amit besugárzási paraméternek neveznek, kizárólag a besugárzás paramétereitől függ, a $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ izotóparány pedig a tömegspektrométerrel mérhető. A $^{40}\text{Ar}^*$ mennyisége a 2.2. egyenlet szerint az Ar(atm) tartalom figyelembevételével állapítható meg. A 3.1.6. kifejezést behelyettesítve a 2.1. koregyenletbe, az a

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + J \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} \right] \quad (3.1.7.)$$

alakot ölti. Pontosán ismert t korú standard minta mérésekor a 3.1.7. egyenlet alapján J meghatározható. J meghatározása után a standarddal együtt, azonos körülmények között besugárzott minták kora azok Ar tartalmának tömegspektrométeres mérése után J felhasználásával meghatározható.

Az Ar/Ar módszer bevezetését Sigurgeirson javasolta (1962), majd kísérletileg először Marrihue és Turner (1966) és Turner és társai (1966) valósították meg. A módszer részletes kidolgozása az Ar izotópok keletkezésére vezető magreakciók paramétereinek pontos meghatározásával, a besugárzással szemben támasztott követelmények rögzítésével Brereton (1971), Turner (1971), Tetley és társai (1980) és Dalrymple és társai (1981) nevéhez fűződik. A kézikönyvekben szereplő összefoglalások közül McDougall és Harrison (1988) könyvére, valamint Hanes (1991) könyvfejezetére szeretnék hivatkozni.

Az Ar izotópok keletkezésére vezető magreakciók közül 3.1.1. mellett a ${}^{40}\text{Ca}(n,\alpha){}^{36}\text{Ar}$, ${}^{40}\text{Ca}(n,\alpha){}^{37}\text{Ar}$, ${}^{42}\text{Ca}(n,\alpha){}^{39}\text{Ar}$ és ${}^{40}\text{K}(n,p){}^{40}\text{Ar}$ reakciók a fontosabbak.

A ${}^{40}\text{Ca}(n,\alpha){}^{37}\text{Ar}$ reakcióban keletkezett ${}^{37}\text{Ar}$ szintén radioaktív, felezési ideje 34,8 nap, a besugárzás után féléven belül még jól mérhető. A Ca -ból keletkezett argon ${}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar}$ izotóparányának a meghatározása nagyon fontos, mert ennek felhasználásával állapítható meg, hogy a ${}^{36}\text{Ar}$ hányadrésze nem atmoszférikus, amit nem kell a 2.2. egyenletben a ${}^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ meghatározásakor figyelembe vennünk. A ${}^{37}\text{Ar}$ mérésével megállapítható a kőzet Ca tartalma is, így az Ar/Ar spektrum a kőzet Ca/K arányát is megadja. A Cl -ből keletkezett Ar izotópoknak az Ar/Ar kormeghatározáskor nincs közvetlen jelentősége. Mindössze arra kell figyelni, hogy a besugárzáskor keletkezett ${}^{36}\text{Cl}$ -ből ${}^{36}\text{Ar}$ keletkezik 3×10^5 év felezési idővel. Ha a besugárzás és az Ar mérése között viszonylag sok idő telik el, és a minta Cl tartalma nagy volt, akkor tanácsos a várható effektus megbecslése. A KFKI AEKI reaktorára meghatározott hozamokkal a 3.2.2. alatt foglalkozom.

3.1.2. Az Ar/Ar módszer előnyei és néhány hátránya.

Előnyök:

1. A K/Ar kor mérésekor a hiba a minta Ar és K koncentrációinak hibájából és az Ar izotóparányának hibájából tevődik össze. Ezek közül az izotóparány mérhető legpontosabban.

Az Ar/Ar módszer alkalmazásakor a minta korát közvetlenül egy standard korával lehet összehasonlítani, a hibaforrások közül így a két nagyobb (az Ar és a K koncentrációja) kiesik. Emiatt az Ar/Ar kor pontosabb.

2. A K-ot és Ar-t ugyanabban a mintában mérjük, így elesik a K és Ar mérésére használt részminták Ar és K koncentrációinak eltéréséből adódó hiba.

3. Alkalmazható a lépcsőzetes kigázosítás módszere. Az argonkivonó berendezésben fokozatosan emelkedő hőmérséklet mellett a minta Ar tartalma több lépésben is felszabadítható. Minden hőmérséklethez meghatározható egy kor, így egy egész korszpektrumot kapunk, ami az alacsony hőmérsékleten a gyengén kötött Ar, a magasabb hőmérsékleteken pedig az erősen kötött Ar felhalmozódásának kezdete óta eltelt időt mutatja.

4. Bizonyos ásványokra a kigázosítás során felvett adatokból meghatározható az Ar aktivációs energiája és az Ar záródási hőmérséklete a Dodson-elmélet alapján és az Arrhenius-diagram felhasználásával.

5. Az Ar spektrum a K mellett a Ca koncentrációját is mutatja, így látható, hogy a minta Ar-t éppen leadó részében mekkora a Ca/K arány.

6. Az Ar/Ar módszerre is alkalmazhatók az izokron módszerek, amelyekkel sokszor kimutatható a többlet Ar, ill. többlet Ar jelenléte esetén is megadható a tényleges kor. A lehetséges problémákra dolgozatomban visszatérek.

7. Minthogy a K meghatározásához sokkal több mintára van szükség mint az Ar meghatározásához, az Ar/Ar módszer sokkal kisebb tömegű mintán, pl. egy ásványszemcsén vagy akár annak egy részletén is elvégezhető.

8. Érzékeny tömegspektrométerrel egy jól fókuszált lézerimpulzussal felszabadítható Ar is mérhető, ezáltal sikerült az Ar/Ar módszert mikroszondás eljárássá fejleszteni (Phillips és társai, 1989; Kelley, 1995).

Hátrányok:

1. A mintákat atomreaktorban kell besugározni, emiatt radioaktívak lesznek, és kezelésük körülményesebbé válik.

2. A magreakció során a ^{39}Ar meglökődik, és a kisebb szemcseméretű ásványokból kirepülve elveszhet (Huneke és Smith, 1976). Kisméretű ásványok mérésére az Ar/Ar módszer ezért csak körülményes technika alkalmazásával használható. Ez a hátrány különösen súlyos a dolgozatomban részletesebben tárgyalt kisfokú és nagyon kisfokú metamorfitok kormeghatározása esetén.

3.2. Az Ar/Ar módszer bevezetésével kapcsolatos fejlesztések, új műszeres és kísérleti megoldások, további lehetőségek.

Az Ar/Ar módszer bevezetésével kapcsolatos műszeres és kísérleti fejlesztéseim két csoportra oszthatók.

1. Mivel az atomreaktorban végzett besugárzás során a minta radioaktívvá válik, mindenképpen törekednünk kell a mérésre felhasznált minta mennyiségének a csökkentésére. Ez egyaránt előnyös a K/Ar vagy Ar/Ar módszer használatakor.

2. A minta besugárzásának megoldása.

3.2.1. A tömegspektrométeres Ar mérés érzékenységének a növelése a vákuum javításával.

Az Ar izotópok kimutathatóságának határát és a tömegspektrométeres mérés pontosságát két tényező befolyásolja, úgymint (i) az egyes Ar izotópok ionáramának nagysága és a mérésekre használt detektor érzékenysége, valamint az Ar izotópok helyén jelentkező háttér csúcsok, amelyek nagyságukkal arányos mértékben korlátozzák az Ar izotópok mérésekor elérhető érzékenységet. Az ionáram mérésének érzékenysége javítható elektronsokszorozó alkalmazásával, sőt az ionok egyenként is megszámlálhatók, ez azonban értelmét veszti, ha a bizonytalan intenzitású háttér nagysága összemérhetővé válik az Ar izotópokhoz tartozó intenzitással. Emiatt a legfontosabb a tömegspektrométer háttérének a csökkentése, amit a vákuum javításával érhetünk el.

A nemesgázok tömegspektrométeres analízise sztatikus üzemmódban történik. Ez azt jelenti, hogy eltérően az aktív gázok mérésétől, amikor a mérendő gáz folyamatosan áramlik át az ionforráson, sztatikus üzemmódban a mérendő gáz beeresztése előtt a tömegspektrométer vákuumterének szívását megszüntetjük, s a beengedett gáz egyenletes nyomással a tömegspektrométer egész vákuumterét kitölti.

A sztatikus üzemmód 2-3 nagyságrenddel növeli az Ar mérés érzékenységét. Ez az üzemmód csak nemesgázokra alkalmazható. Az aktív gázok ugyanis gyorsan adszorbeálódnak a vákuumrendszer felületén, továbbá a nemesgázok mérése közben lehetőség van a belső felületekről felszabaduló vagy a rendszerbe kívülről beömlő aktív gázok folyamatos szívására nem elpárolgó getter (non-evaporable getter, NEG) anyagok alkalmazásával.

A vákuum javításának lehetőségeit elég részletesen elemeztem (Balogh, 2002), itt csak a legfontosabbnak tartott szempontokat foglalom össze röviden. A kereskedelemben kapható

nemesgáz-tömegspektrométerek paramétereit elemezve feltűnt, hogy a vákuumterük szívásának megszüntetése után (tehát a sztatikus üzemmódra való átkapcsoláskor) a vákuum meglehetősen rossz, kb. 10^{-9} mbar, ami az ultravákuum rendszerekre jellemző módon legnagyobb részben H_2 . Az Ar izotópok mérésekor ez azért hátrányos, mert a háttér nemcsak a vákuumrendszer felületéről spontán deszorbeálódó gázokból épül fel, hanem részben az ionnyaláb üti ki a vákuumrendszer felületéből az előzőleg oda becsapódott atomokat és molekulákat. A háttér tehát nemcsak a tömegspektrométerre, hanem a mérés céljából beengedett Ar-ra is jellemző, emiatt nagysága pontatlanul becsülhető. A nemesgáz-tömegspektrométerek viszonylag rossz vákuuma annál inkább szembetűnő, mivel lényegesen nagyobb térfogatú vákuumrendszerekben, pl. a részecskefizikában használt tárológyűrűkben, kb. 10^{-12} mbar vákuum is elérhető. E nagy különbségnek konstrukciós oka van. A tömegspektrométerek vákuumteréhez a NEG szivattyú kis keresztmetszetű csövön csatlakozik, amelyen elválasztó szelep is van. Ezzel szemben a tárológyűrűkben vagy a gyűrű mentén elhelyezett sok NEG szivattyú csatlakozik nagy keresztmetszeten a tárológyűrűhöz (pl. CRYRING, Stockholm, Bragge és társai, 1993), vagy pedig magának a tárológyűrűnek a belső fala van NEG szalaggal beborítva (pl. LEP, CERN, Benvenuti és Chiggiato, 1993; Benvenuti és társai, 1998, 1999). Getter anyagként nagyon alkalmas az St707 típus (összetétele: 70,0 % Zr, 24,6 % V és 5,6 % Fe) amely 0,3 mm vastag szalag formában is kapható. Az St707 típus előnye, hogy alacsony hőmérsékleten is regenerálható (kb. 350 °C: néhány óra, kb. 450 °C: 10 perc), így regenerálása összekapcsolható a tömegspektrométer időnkénti kikályházásával.

Az ATOMKI laboratóriumában az St707 típusú, 30 mm széles szalagból gyűrűket készítettünk, amelyekből kettőt közvetlenül a tömegspektrométer ionforrása körül helyeztünk el, lényegesen megnövelve ezzel az aktív gázok elszívásának sebességét. A 39-es tömegszámnál jelentkező háttér csúcsot $2-5 \times 10^{-10}$ cm³ STP-ről kb. 1 nagyságrenddel, kb. 3×10^{-11} cm³ STP-re, a kimutathatóság határának közelébe sikerült csökkentenünk (Puglisi és Balogh, 1996; Balogh, 1997, 2001, 2002; Balogh és Simonits, 1998a, 1998b). Az Ar/Ar módszer bevezetését az ATOMKI műhelyében készült tömegspektrométer vákuumrendszerének a fent leírt konstrukciós változtatáson alapuló megjavítása tette lehetővé.

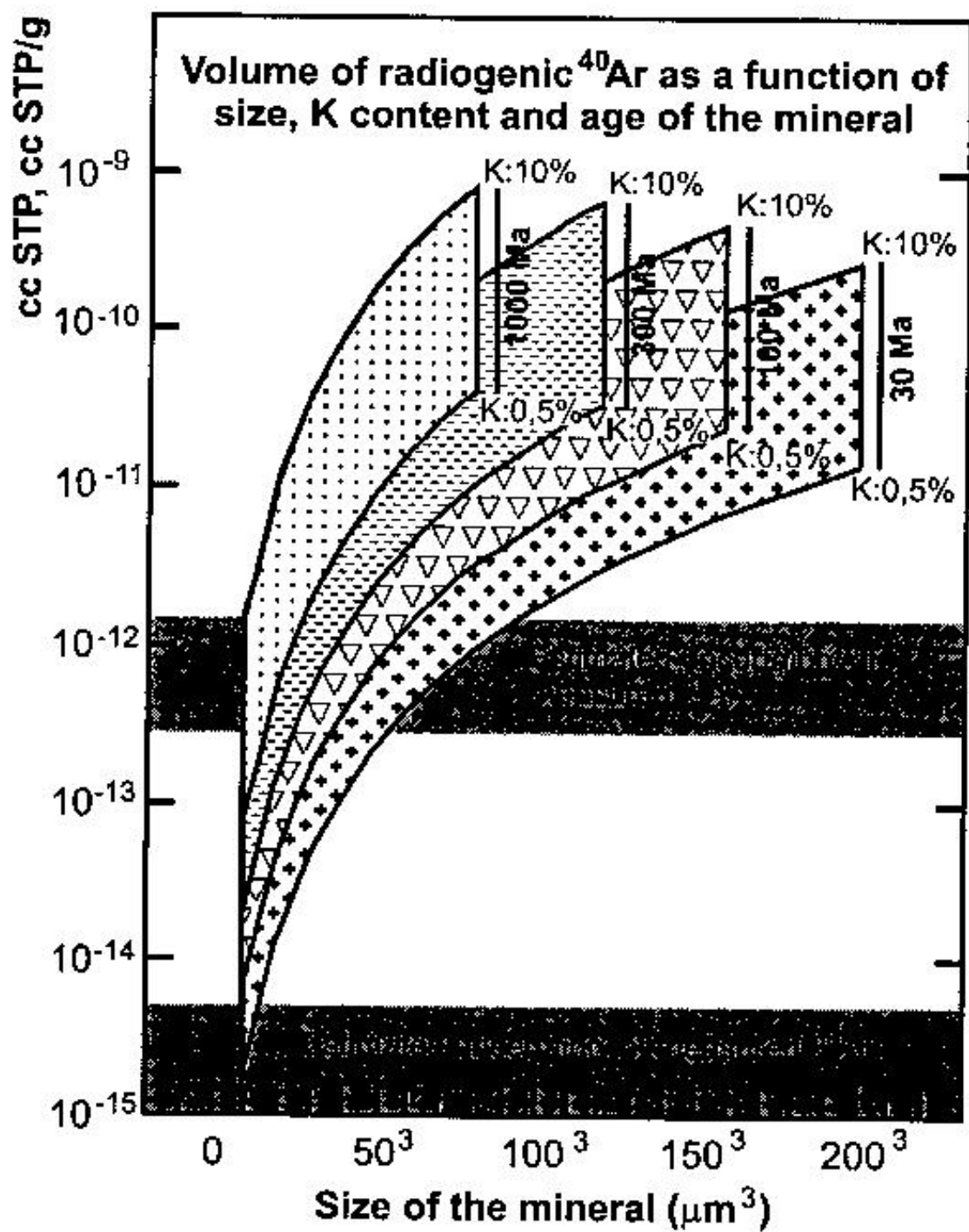
3.2.2. További lehetőség az Ar mérés érzékenységének növelésére.

Az Ar mérés érzékenységének további növelése mindenekelőtt a "laser spot dating" technika felbontásának növelése érdekében lenne fontos. A vákuum megjavításával kapcsolatban láttam

szükségesnek a jelenlegi tömegspektrométerek érzékenységének megbecslését, s ennek során merült fel egy olyan mérési eljárás megvalósítása, amelynek szerintem a közeljövőben jelentősége lehet. Az Ar izotópok mérésének érzékenységét a háttér csúcsok korlátozzák, a háttér megjavításának lehetőségére a 3.2.2. pontban mutattam rá. Elvileg lehetőség lenne az Ar izotópok és a háttér csúcsok elválasztására nagyobb felbontású tömegspektrométer használtával, de ez csak elvi lehetőség. A legnagyobb problémát ugyanis az $m = 36$ tömegszámnál jelentkező $^1\text{H}^{35}\text{Cl}$ csúcs okozza, amit csak >4000 felbontású tömegspektrométerrel lehetne elválasztani a ^{36}Ar csúcstól, s az ilyen nagy felbontás már csak az érzékenység rovására érhető el.

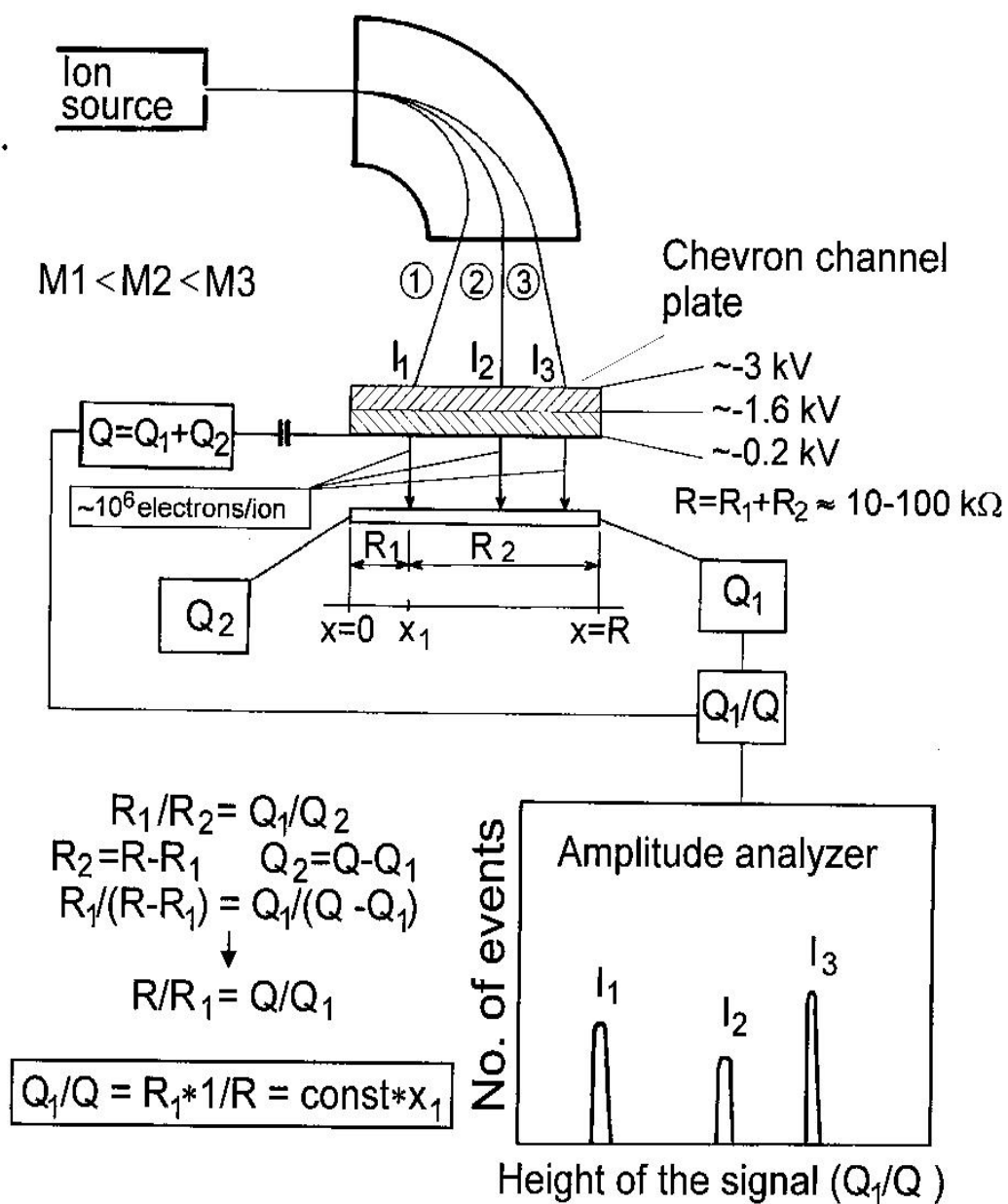
A forgalomban lévő tömegspektrométerekkel elérhető érzékenységet egy 2002-ben készült dolgozatomban elemeztem (Balogh, 2002). Az $m = 36$ tömegszámnál jelentkező háttér azért is kritikus, mert a ^{36}Ar csúcs alapján különböztethető meg a ^{40}Ar atmoszférikus és radiogén része, s a ^{36}Ar mérésekor elkövetett hiba 295,5-szöröse jelenik meg a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ hibájaként. A VG 3600 és VG 5400 és MAP 215 és MAP 216 tömegspektrométerek háttére az $m = 36$ tömegszámnál a $3 \times 10^{-14} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ - $3 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ tartományban szór. Minthogy a háttér csúcs nagyságát a beeresztett minta is befolyásolja, az $m = 36$ tömegszámnál jelentkező háttér bizonytalansága becslésem szerint $(1-5) \times 10^{-15} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ lehet, amiből a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ bizonytalanságára 3×10^{-13} - $1,5 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ adódik. Kiszámoltam a 0,5 - 10,0 % K tartalmú kőzetekben keletkező $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ mennyiségét a térfogat függvényében és ezt 4 sávként ábrázoltam 30, 100, 300 és 1000 M éves kőzetekre a 3.2.1. ábrán. Ugyanezen az ábrán tüntettem fel a ^{36}Ar és ^{40}Ar -nak a háttér bizonytalanságából adódó lehetséges hibáját. A 3.2.1. ábra alapján megbecsülhető az adott térfogat elpárologtatásával felszabaduló ^{40}Ar mennyiségének és a háttér bizonytalanságából adódó hibájának aránya, ami a mérés elérhető pontosságát jellemzi. Látható, hogy pl. 300 M éves ásvány esetén a K-tartalom függvényében 30 - $70 \mu\text{m}^3$ ásvány elpárologtatása szükséges, ha a háttér bizonytalanságánál 1 nagyságrenddel több Ar-t szeretnénk a mérésre felhasználni. Ez jól mutatja, hogy az Ar mérés érzékenységének növelése nem lenne öncélú feladat.

A tömegspektrométeres mérés alkalmával egy időben csak egy izotópot mérünk, az éppen nem mért 4 csúcs által hordozott információ elvész.



3.2.1. Ábra. A $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ térfogata a minta méretének, K-tartalmának és korának függvényében

Principle of position sensitive detection



3.2.2 Ábra. A helyzetérzékeny detektálás elve

Már régen ismertek az ún. helyzetérzékeny detektorok (Carrico és társai, 1973; Aberth, 1981), amelyek nemcsak a becsapódott töltött részecskék megszámlálására alkalmasak, hanem a becsapódás helyét is rögzítik. A "channel plate" megjelenése a kétdimenziós helymeghatározást is lehetővé tette.

A helyzetérzékeny detektálás elvét 1 dimenziós estre a 3.2.2. ábra szemlélteti. A sokszorozóra, ami két channel plate vagy akár egy elektronsokszorozó is lehet, becsapódnak a térben elválasztott ionok, pl. az Ar izotópjai. A becsapódás helye alatt minden egyes ion becsapódását követően egy elektroncsomag ($10^6 - 10^7$ elektron) hagyja el a sokszorozót és az R ellenállású anódon gyűlik össze. A töltés az ellenállás két végéhez csatlakozó Q1 és Q2 töltésérzékeny erősítőkre jut. A $Q2/(Q1 + Q2) = R1/R$ arány a becsapódás helyére lesz jellemző. Végeredményben minden egyes ion egy impulzust hoz létre, az impulzusok nagysága pedig a becsapódás helyét jellemzi. Az impulzusokat amplitúdó analizátorra vezetve közvetlenül megkaphatjuk a tömegspektrumot.

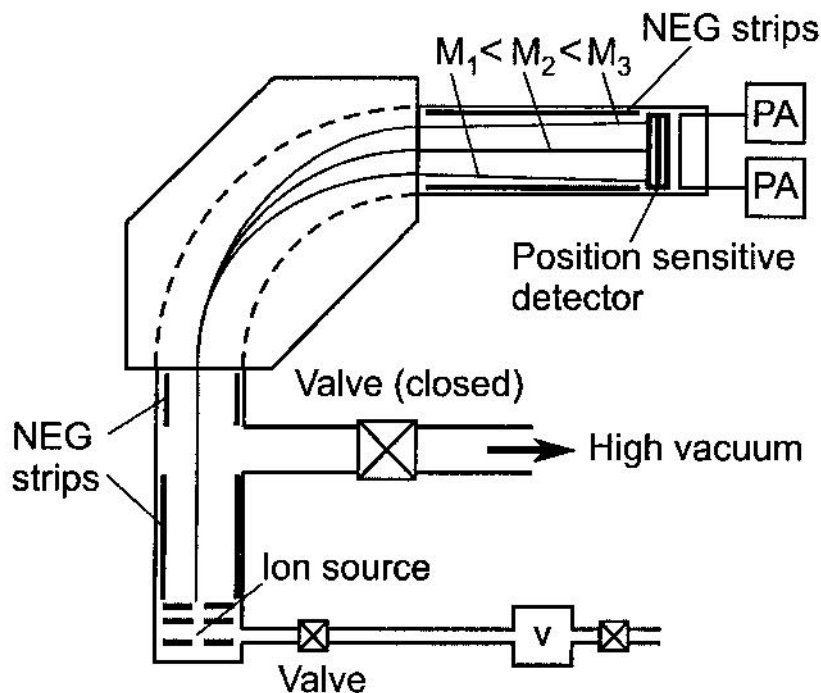
Az érzékenység növelése minden izotóp egyidejű számlálásával kézenfekvő ötlet, pl. Itaya és társai (1999) a K/Ar módszer érzékenységét kívánták így megnövelni. A 3 stabil Ar izotóp helyén 1-1 elektronsokszorozót helyeztek el, ehhez azonban nagyméretű tömegspektrométert kellett használniuk. Az Ar/Ar spektrum felvételekor azonban 5 Ar izotóp egyidejű mérésére lenne szükség, s külön elektronsokszorozók elhelyezése minden csúcs helyén reménytelen feladatnak látszik, s a tömegspektrométer vákuumterének megnövekedése valószínűleg felemésztené az érzékenységben elért növekedést.

A helyzetérzékeny detektálás hátránya, hogy a jelfeldolgozó elektronika elég lassan dolgozik, s az utóbbi időben elért jelentős eredmények ellenére (Mizogawa és társai, 1997; Shapira és társai, 2000) 10^5 jel/s-nál gyorsabb, biztonságos működés rutinszerűen nem érhető el. Emiatt csak olyan mérésekre használható, ahol az izotóparány mérésének a pontossága nem a legfontosabb feladat (pl. 0,01 %-os pontossághoz 10^8 impulzus, 0,5 %-os pontossághoz 4×10^4 impulzus feldolgozása szükséges). A helyzetérzékeny detektor így nem alkalmazható akkor, ha az izotóparányok pontos meghatározása a cél. Az Ar kronológiában azonban 0,1-0,5 %-os pontosság már elegendő, ezért a helyzetérzékeny detektorok alkalmazása ezen a területen nagyon perspektivikus.

A helyzetérzékeny detektálás hazai megvalósítására még nem nyílt lehetőség, viszont az Okayamai Egyetemen folyamatban van egy részvételünkkel indult program, amelynek keretében egy kétdimenziós detektor fejlesztéséhez kezdtek hozzá, amit majd ionforrás

fejlesztésre kívánnak használni. Az elektronsokszorozót Bay Zoltán használta először részecskék számlálására (1938a, 1938b). Ez is motiválná az elektronsokszorozó újszerű alkalmazásának, több izotóp egyidejű számlálásának hazai megvalósítását.

A 3.2.3. ábrán egy megjavított vákuumrendszerű és helyzet érzékeny detektorral ellátott nemesgáz-tömegspektrométer elvi rajza látható.



3.2.3. Ábra. Egy vákuumtechnikailag jól tervezett, helyzetérzékeny detektorral ellátott nemesgáz-tömegspektrométer elvi rajza

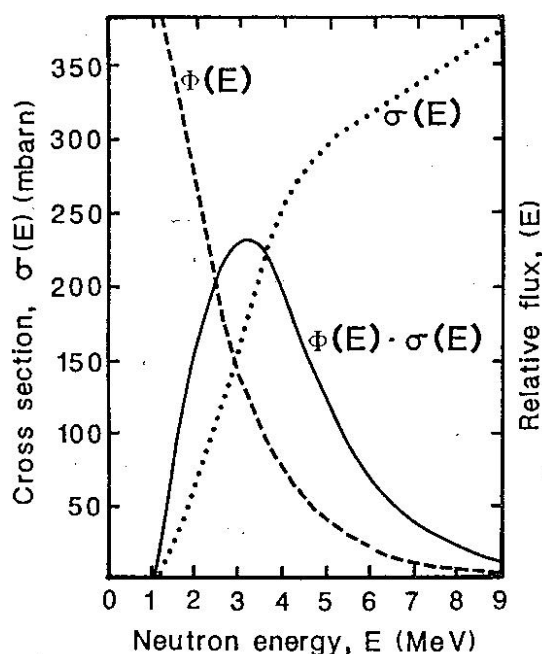
3.3. A minta besugárzása.

Mínthogy Ar/Ar módszeres kormeghatározással Európában több laboratórium is foglalkozik, először arra gondoltam, hogy mintáinkat több geokronológiai laboratóriummal is kapcsolatban álló reaktornál kellene besugároztatni, mivel így könnyen hozzájuthatnánk a besugárzás kivitelezésével kapcsolatos tapasztalatokhoz. Sajnos, ez nem így történt. Az atomreaktor lényegesen nagyobb létesítmény, mint egy geokronológiai laboratórium, s a besugárzást teljesen rutinszerűen, a munka tudományos vonatkozásaira, egyedi igényeire tekintet nélkül igyekszik elvégezni. Van olyan reaktor, amelynek neutronspektruma alig-alig

elégíti ki az Ar/Ar módszer igényeit, s az is előfordult, hogy a reaktornál dolgozó kollégák a Cd árnyékolás szükségességéről kívántak meggyőzni.

A besugárzást végül a KFKI AEKI ilyen irányú tapasztalatokkal nem rendelkező reaktoránál (Gadó és társai, 1998) oldottuk meg, s ebből később több előnyünk is származott.

A 3.3.1. ábra a reaktor neutronspektrumának, a 3.1.1. reakció hatáskeresztmetszetének és a ^{39}Ar hozamának eloszlását mutatja (Turner és Cadogan, 1974) a neutronenergia függvényében. Látható, hogy ^{39}Ar -t az 1 MeV-nél valamivel nagyobb energiájú neutronok keltnek, a reaktorneutronok igen nagy részének az energiája viszont < 1 MeV. Az 1 MeV-nél kisebb energiájú neutronok a ^{39}Ar előállítás szempontjából teljesen értéktelenek, ellenben jelentősen megnövelik a minta radioaktivitását. Emellett a termikus neutronok az energetikus neutronoknál lényegesen több ^{40}Ar -t keltnek, s ez növeli a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ mérésének hibáját. Mindezek miatt az Ar/Ar kormeghatározás céljából végzett besugárzás esetén alapvetően fontos a Cd árnyékolás alkalmazása. Ezzel szemben a reaktor szempontjából a Cd-mal árnyékolt minták nemkívánatosak: a Cd ugyanis nagyon erősen abszorbeálja a termikus neutronokat, s ezért a besugárzás befejezésekor, a minta eltávolításakor a reaktorból a reaktor teljesítménye megnövekszik. Erre a reaktor biztonsági rendszere azonnal reagál, esetleg le is állítja a reaktort; a reaktor többi használójának nem kis bosszúságára.



3.3.1. Ábra. A $^{39}\text{K}(\text{n},\text{p})^{39}\text{Ar}$ magreakció hatáskereszt-metszete és a ^{39}Ar keltésének hozama a reaktorneutronok energiájának függvényében (Turner és Cadogan, 1974) után. $\Phi(E)$: neutronfluxus; $\sigma(E)$: hatáskeresztmetszet; $\Phi(E) \sigma(E)$: a ^{39}Ar keltésének energiafüggése

Ezen a ponton mutatkozik meg az előnye a hazai reaktornál végzett besugárzásnak, amikor is a geokronológiai laboratórium szempontjaira felár nélkül is tekintettel vannak. A reaktor üzemeltetői tudják ugyanis, hogy mikor fogják a reaktort leállítani, s a kívánt besugárzási idő ismeretében könnyen meghatározható a besugárzás elkezdésének ideje úgy, hogy a besugárzott mintát már a leállított reaktorból távolíthassuk el.

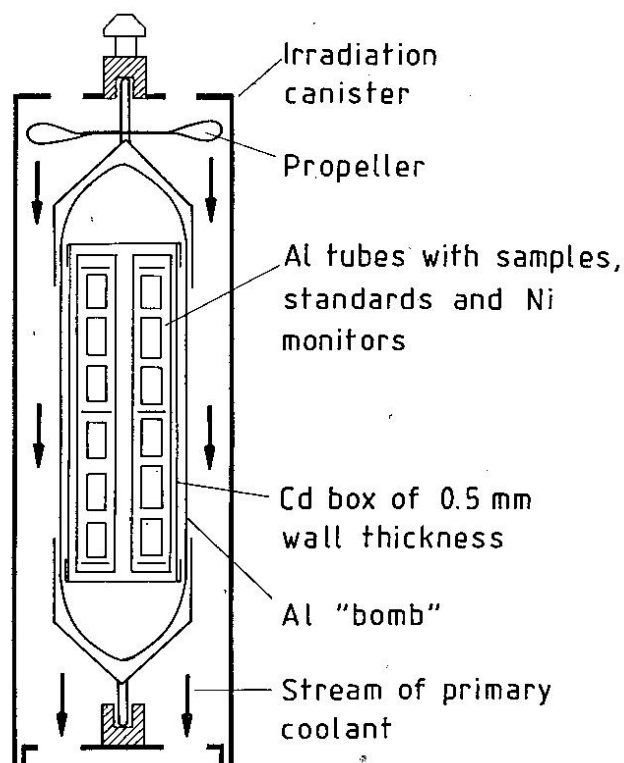
A Cd árnyékolás mellett történő besugárzáskor számításba kell vennünk a Cd melegedését, ami a termikus neutronok abszorpciójakor felszabaduló energia következménye. Minthogy a Cd árnyékolás és az azt bezáró Al tok között a hőkontaktus bizonytalan, a reaktor tengelyében a melegedés esetleg a Cd megolvadását is eredményezheti. Ezt elkerülendő Simonits András a 229/3 pozíciót javasolta besugárzásra, ahol a neutron fluxus várható értéke $1,5-2,0 \times 10^{13} \text{ n/cm}^2\text{s}$

A KFKI AEKI reaktoránál alkalmazott besugárzás módszerét először a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció 16. Kongresszusán, Bécsben ismetettük (Balogh, Simonits, 1998b), majd az általunk először alkalmazott kísérleti megoldásokat külön is leírtuk (Balogh, Simonits, 1998a). A besugárzandó mintákat Al fóliába csomagoltuk, majd 6 mm átmérőjű hengereket préseltünk belőlük. Az így becsomagolt mintákat 50 mm hosszú, 6,5 mm belső átmérőjű Al csövecskékben helyeztük el, a Cd árnyékoló tok 4 db mintákkal töltött Al csövecskét tartalmazott (3.3.2. ábra). A minták mellett a mintákhoz hasonlóan elkészített K_2SO_4 -et és CaF_2 -t is besugároztunk, a K-ból és Ca-ból keletkezett Ar izotópok hozamának meghatározása céljából. Emellett jól ismert korú standardokat is elhelyeztünk a minták között, ezek segítségével a Cd árnyékolás belsejében több helyen is meg tudtuk határozni a J besugárzási paraméter értékét. A minták között kb. 5 mg tömegű Ni lemezkéket is elhelyeztünk, amelyek a besugárzás alatt az integrált fluxus értékével arányos mértékben felaktiválódtak. A Ni lemezkék elhelyezése megkönnyítette a besugárzási paraméter eloszlásának meghatározását a Cd árnyékolás belsejében.

Az első besugárzás azt mutatta, hogy a neutronfluxus változása az egyes Al csövecskék között elég sok, 13-15 % is lehet. Az 3.3.3a. ábrán a 4 Al csövecske mentén a magasság függvényében ábrázoltuk a Ni lemezek aktivitása alapján meghatározott neutronfluxust, a besugárzási paramétert pedig standardok segítségével állapítottuk meg. Látható, hogy az LP-6 jelű amerikai és az 1/65 ill. 2/65 jelű szovjet standardok között szisztematikus eltérés is lehetséges.

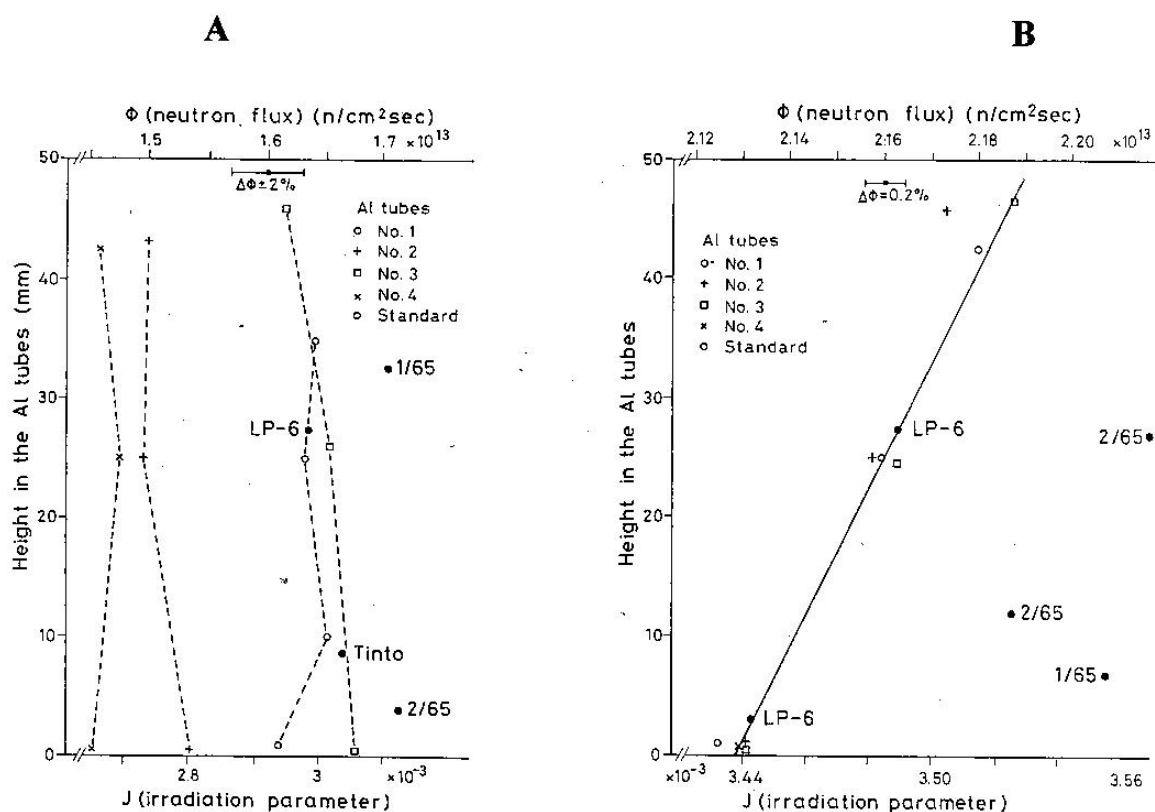
A neutronfluxus egyenletesebbé tétele érdekében egy speciális eszközt fejlesztettünk ki, amelynek segítségével besugárzás közben a reaktor hűtővize forgatja a mintát tartó Al tokot. A

3.3.2. ábrán látható módon a Cd árnyékolóban lévő mintákat tartalmazó Al tokot a besugárzó edény (canister) belsejében egy propellerrel is ellátott tengelyre helyeztük.



3.3.2. Ábra. Minták és standardok elhelyezése az Al csövecskékben, az Al csövecskék a Cd tokban, a Cd tok a lezár Al csőben, az Al cső a propellerrel ellátott canisterben

Így a reaktor hűtővize az Al tokot állandóan forgatta, sőt, azt rögzítette is a canister középvonalában. Az 3.3.3b. ábrán látható a rendkívül jó eredmény: egy adott magasságon a fluxus 10 %-ot is meghaladó változása < 0,3 %-ra csökkent. Azokban a reaktorokban, ahol az egyenletes besugárzás fontos követelmény, általában a reaktoron kívül elhelyezett motorral forgatható besugárzó helyet alakítanak ki. Ez kétségtelenül elegánsabb és kényelmesebb az általunk választott megoldásnál, de meglehetősen költséges. Emellett beépített forgatórendszerrel csak a reaktor egy adott csatornájában lehet besugározni, míg az általunk készített eszköz a reaktor bármely csatornájában elhelyezhető, és ezáltal a besugárzás változatosabb feltételek között is elvégezhető. A forgó tokban végzett besugárzáskor a szisztematikus eltérés az LP-6 és a két szovjet standard között hangsúlyosabban jelentkezik, amit a minták inhomogenitása is okozhat.



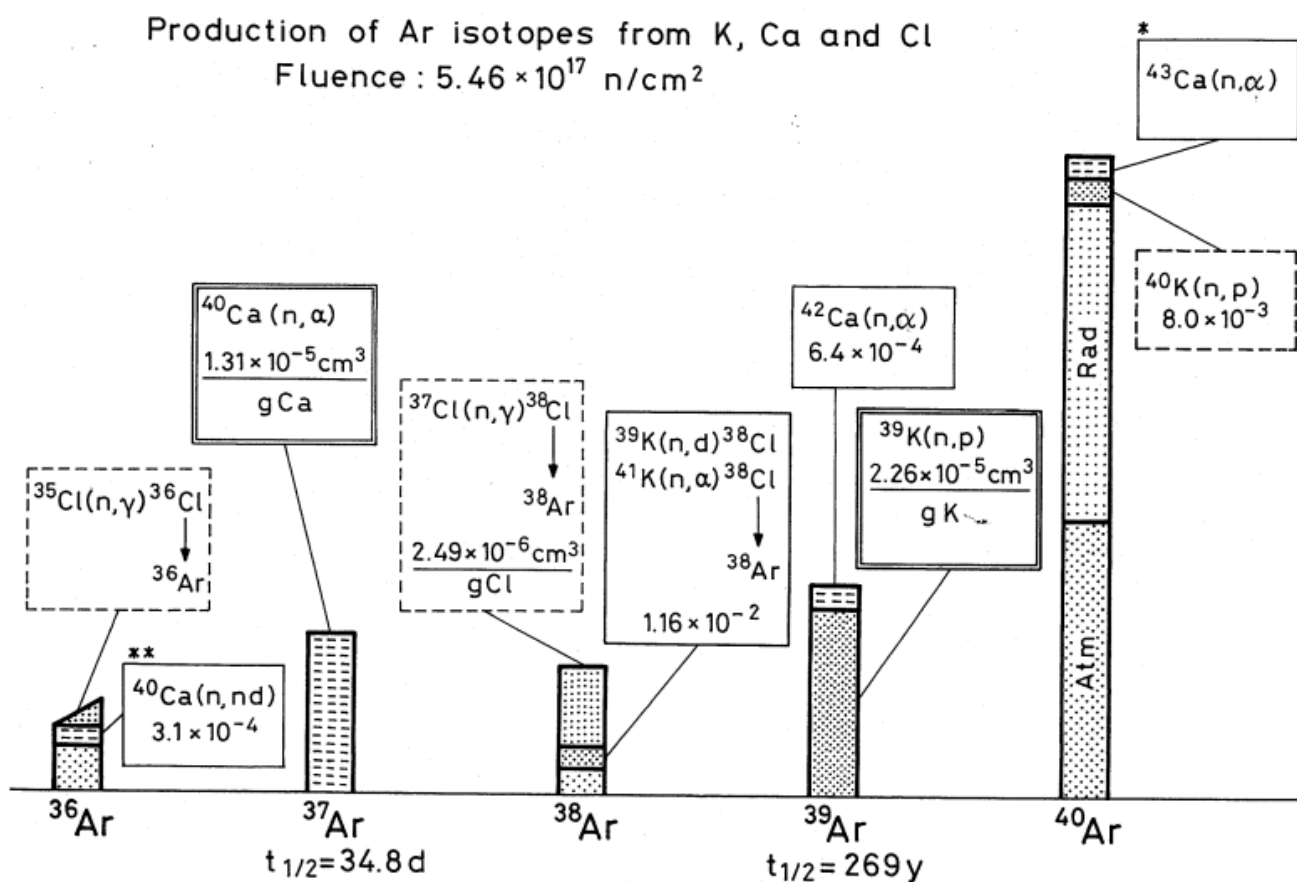
3.3.3. Ábra. A neutronfluxus változása az Al csövecskék mentén a Cd tokban a minta forgatása nélkül (A) és a minta forgatásakor (B)

Az 3.3.4. ábra és a 3.3.1. táblázat az Ar izotópok keletkezésére vezető magreakciók hozamait mutatja, amelyeket az Ar spektrumok kiértékelésekor kell felhasználnunk. A klórból képződött Ar izotópokat a kiértékelés során nem használjuk, a teljesség kedvéért tüntettem fel a NaCl besugárzásával mért hozamokat.

A CaF_2 besugárzásakor ^{40}Ar és ^{36}Ar egyaránt keletkezik, a Ca-ból keletkezett Ar-ban azonban a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány lényegesen kisebb az atmoszférára jellemző értéknél. Praktikus okokból a Ca-ból keletkezett ^{40}Ar -t atmoszférikusnak tekintik (a kétfajta ^{40}Ar megkülönböztetése igen nehéz lenne és nincs is rá szükség), s 295,5-tel elosztott részét [$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5$] a $^{36}\text{Ar}(\text{atm})$ csúccsal együtt levonják a teljes ^{36}Ar csúcsból. A megmaradó ^{36}Ar csúcsot tekintik a Ca-ból keletkezett ^{36}Ar -nak, s a Ca-ból keletkezett $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ arány megállapításakor már elegendő egyedül ezt figyelembe venni. Az 3.3.1. táblázatban a más szerzők méréseiként feltüntetett adatokat McDougall és Harrison

(1988) munkájából vettem. Látható, hogy KFKI AEKI reaktorára meghatározott hozamok összhangban vannak a más szerzők által közölt adatokkal.

A mérések ellenőrzése céljából hasznos, ha ugyanazon mintákat több laboratórium is megméri. A Moslavačka gora pegmatitjából elválasztott muszkoviton pl. $73,2 \pm 0,8$ M év plató kort határoztunk meg (Palinkas és társai, 2000). Ugyanezen pegmatit muszkovitjának plató kora a Bécsi Egyetem Geológiai Intézetében végzett kormeghatározás szerint $74,0 \pm 1,0$ M év (Balén és társai, 2001).



3.3.4.Ábra. Az Ar izotópok keltésére vezető magreakciók hozama és a keltett Ar izotópok aránya a KFKI AEKI reaktorában

Izotóparány	Különböző reaktorokra közölt értékek	A KFKI AEKI reaktorának 229/3 pozíciójában mért értékek
$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$	$(1,1-5,5)\times 10^{-4}$	$3,1\times 10^{-4}$
$(^{38}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$	$(6-390)\times 10^{-5}$	-
$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$	$(6,4-9,4)\times 10^{-4}$	$6,4\times 10^{-4}$
$(^{40}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$	$\leq 6\times 10^{-4}$	*
$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$	$(\sim 0-22,0)\times 10^{-4}$	-
$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$	$(1,0-6,7)\times 10^{-2}$	$1,16\times 10^{-2}$
$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$	$(20-3000)\times 10^{-4}$	80×10^{-4}

*A keltett ^{40}Ar -t atmoszférikusnak tekintjük.

3.3.1. Táblázat. A KFKI AEKI atomreaktorában K és Ca besugárzásával keltett argonizotópok arányai. Más reaktorokra vonatkozó értékek McDougall és Harrison (1988) után

4. Metamorfitok vizsgálata

4.1. A metamorfitokon mért korok értelmezése, a Dodson elmélet

Már a 60-as évek elején kimutatták, hogy hőhatásokra a különböző ásványok eltérően reagálnak. Hart (1961a, 1961b) írta le, hogy idős kőzetbe benyomuló fiatalabb telér a kontaktustól sokkal nagyobb távolságra fiatalítja a biotit, mint az amfibol korát. Azt is észrevette pl., hogy hőhatás esetén a biotit K/Ar kora jobban fiatalodik a biotit Rb/Sr koránál.

Kulp és Engels (1963) laboratóriumi kísérletekkel vizsgálták a kationcserés folyamatok hatását a biotit K/Ar (és Rb/Sr) korára. Biotitot különböző kationtartalmú oldatokkal kezelve igen gyors ásványátalakulást észleltek. Kevéssel 100 °C alatti hőmérsékleten, 115 óra alatt, MgCl₂ oldat hatására a biotit majdnem teljesen vermikulittá alakult, majd K-tartalmú oldattal kezelve visszaalakult biotittá. Ennek ellenére a kationcserés folyamatok kevésbé fiatalították a biotit K/Ar mint Rb/Sr korát, mert a K és radiogén Ar rétegről rétegre, azonos arányban távozott. Ezzel szemben a radiogén Sr gyorsabban lecserélődött az oldat nem-radiogén stronciumával, a K-nál erősebben kötődő Rb viszont kötve maradt az ásványban, sőt, bizonyos koncentráció-viszonyok mellett még növekedett is a mennyisége. Emiatt, szemben a hőhatással, a kationcserés folyamatok jobban csökkentik a biotit Rb/Sr mint K/Ar korát, s ez a folyamat igen alacsony hőmérsékleten is lejátszódhat. Kulp és Engels (1963) eme nagyjelentőségű munkája néhány évtizedre lényegében feledésbe merült, sőt az is előfordult, hogy a csillám Rb/Sr koránál idősebb K/Ar kort a többlet Ar bizonyítékának tekintették (Sherlock és Arnaud, 1999).

Része lehetett Kulp és Engels (1963) munkájának alulértékelésében a záródási hőmérséklet Dodson által kidolgozott (1973) elméletének. Dodson az Ar termikus diffúzió útján történő távozását tárgyalta, a záródási hőmérsékletet (T_c) az effektív szemcseméret (a), az aktivációs energia (E), a diffúziós együttható (D), és a hűlés sebességének (dT/dt) függvényében vizsgálta. Gondolatmenetét az 4.1.1. ábra szemlélteti. A felső koordináta-rendszer az ásvány hőmérsékletét, az alsó a leányizotóp (D) és anyaizotóp (P) arányát mutatja az idő függvényében. A D diffúziós állandó a

$$D = D_0 \exp(-E/RT) \quad (4.1.1.)$$

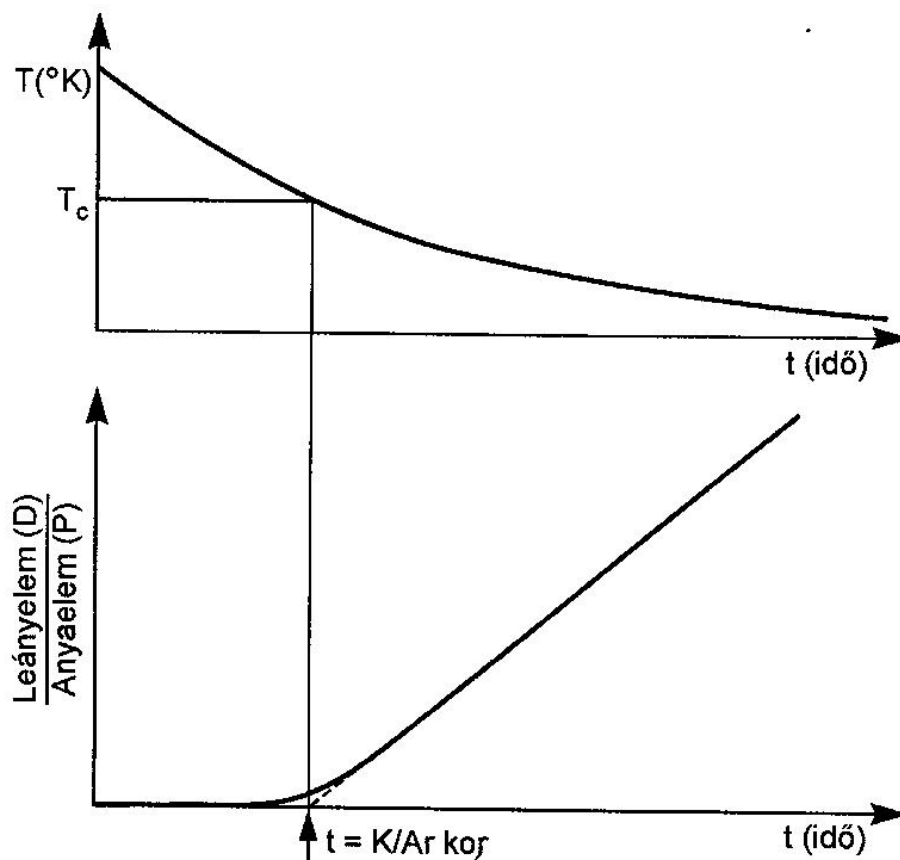
egyenlet szerint függ a hőmérséklettől, R a gázállandó, T az abszolút hőmérséklet és D_0 az igen magas hőmérséklethez, gyakorlatilag az olvadásponthoz tartozó diffúziós állandó. Az Ar

diffúziós mozgását Fick első és második törvénye írja le, amelyek alakja egydimenziós esetre

$$J = -D \cdot dC/dx \quad (4.1.2.)$$

és

$$dC/dt = D \cdot d^2C/dx^2 \quad (4.1.3.)$$



4.1.1. Ábra. A Dodson elmélet szemléltetése

Magas hőmérsékleten az ásvány felületéhez közel képződő leányizotóp eltávozik, az ásványban így koncentráció-gradiens alakul ki, s Fick első törvénye szerint a leányizotóp, esetünkben a ^{40}Ar , a felület felé kezd vándorolni, s onnan eltávozik. Az egydimenziós esetre felírt egyenletben J a ^{40}Ar diffúziós árama, dC/dx pedig a ^{40}Ar koncentrációjának gradiense. Amíg a hőmérséklet magas, a leányizotóp eltávozása nagyon gyors, az ásvány belsejében a ^{40}Ar koncentrációja elhanyagolható, az ásvány ^{40}Ar -ra nézve teljesen nyitott. A hőmérséklet

csökkenésével a diffúziós állandó gyorsan csökken, a keletkező ^{40}Ar -nak mind nagyobb része marad az ásványban. Néhányszor $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletcsökkenés alatt az ásvány teljesen nyitottból teljesen zárttá válik, vagyis a ^{40}K bomlásából keletkező ^{40}Ar teljes egészében az ásványban marad. A ^{40}K hosszú felezési ideje miatt a D/P arány növekedése kb. 50 millió évig gyakorlatilag lineáris, a meghosszabbított egyenes a t_c időben metszi az időtengelyt. A koregyenlet alapján meghatározott K/Ar kor a t_c -vel lesz egyenlő. Az 4.1.1. felső ábráról leolvasható a t_c időhöz tartozó T_c hőmérséklet. Definíció szerint a T_c záródási hőmérséklet az ásványnak a K/Ar kora által mutatott időponthoz tartozó hőmérsékletével egyenlő. A diffúziós egyenletet Dodson azzal az egyszerűsítő feltétellel oldotta meg, hogy T_c közelében $1/T$ lineárisan változik az idővel. Minthogy az ásvány szűk hőmérséklet tartományban válik nyitottból zárttá, ez a megszorítás megengedhető.

A Dodson által levezetett 4.1.4. egyenlet mindkét oldalán tartalmazza a T_c záródási hőmérsékletet, az egyenlet ezért iterációval oldható meg.

$$T_c = \frac{E/R}{\ln \left[\frac{A \cdot R \cdot T_c^2 \cdot D_0}{a^2 \cdot E \cdot dT/dt} \right]} \quad (4.1.4.)$$

Először az egyenlet jobboldalára helyettesítünk be egy valószínűnek tartott T'_c értéket, majd az ezzel kiszámolt baloldali T''_c -t visszahelyettesítjük a jobboldalra. Az egyenlet nagyon gyorsan konvergál, néhány lépés után T_c -re megfelelően pontos érték kapható. A az ásvány alakjától függő állandó, értéke gömbre 55, hengerre 27 és síkra 8,7. Csillámokra, mint Hames és Bowring (1994) kimutatták, a 27-es érték használandó.

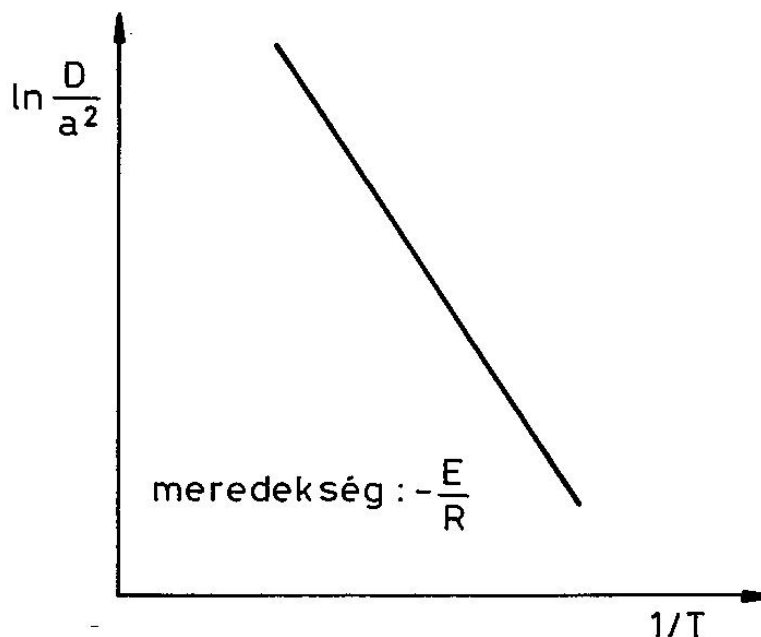
Dodson egyenletének az is előnye volt, hogy az E aktivációs energia kísérleti úton is meghatározható, így - elvileg - meg lehetett volna pontosan mondani, hogy a mért kor milyen hőmérséklet alá hűlés idejét jelenti. A Fick egyenletek megoldásával ugyanis megadható, hogy az ásványból az Ar hányad része távozik el. Carslaw és Jäger (1959) szerint gömbre az Ar eltávozott hányada (F) az

$$F = 1 - \left(\frac{6}{\pi^2} \right) \sum \left(\frac{1}{n^2} \right) \exp \left(-n^2 \pi^2 t D / a^2 \right) \quad (4.1.5.)$$

egyenlettel adható meg, más geometriára hasonló egyenletek vezethetők le. A 4.1.5. egyenletben t a kigázosítás ideje. Az ásvány t ideig, T hőmérsékleten való melegítése során eltávozott Ar mérhető, a 4.1.5. egyenletben szereplő mennyiségek az Ar/Ar korspektrum felvétele során mellékeredményként adódnak. E értékét mérve, a kigázosítás idejét ismerve a 4.1.5. egyenlet alapján meghatározhatók a különböző T hőmérsékletekhez tartozó D/a^2 értékek.

Az egyenletből látható, hogy adott szemcseméretű ásványra az F frakcionális argonveszteséget a $t \cdot D$ szorzat értéke határozza meg.

Amennyiben az ásványból az Ar egyetlen aktivációs energiával jellemezhető módon távozott el, az $\ln(D/a^2)$ értékeket $1/T$ függvényében ábrázolva (Arrhenius-diagram), a pontok egyenesre illeszkednek (4.1.1. egyenlet, 4.1.2. ábra), amelynek meredeksége $-E/R$, metszéspontja a függőleges tengellyel pedig $\ln(D_0/a^2)$. Az így meghatározott E és D_0/a^2 értékeket 4.1.4.-be helyettesítve megkapható a záródási hőmérséklet.



4.1.2. Ábra. Ar Arrhenius-diagram

Az ásványokhoz és kormeghatározási módszerekhez záródási hőmérsékleteket rendeltek hozzá (pl. Harland et al., 1990, 4.1.1. táblázat), amelyeket felhasználva a koradatokat a hőtörténet kidolgozásához lehetett felhasználni. A Dodson elmélet alapján igen sok, a földtani adatokhoz jól illeszkedő munka született, fluidumok hatására fiataluló korokat ritkán figyeltek meg, viszont olyan eseteket is leírtak, amikor a K/Ar rendszer az elfogadott záródási hőmérsékletnél (4.1.1. táblázat) magasabb hőmérsékleten sem nyitódott. Az egyes ásványokra és módszerekre vonatkozó záródási hőmérsékleteket azonban nem kísérleti úton határozták meg, hanem metamorf területeken vizsgálták az egyes metamorf fázisokhoz kötődő ásványokon mért korokat, s a metamorfózis hőmérsékletéből következtettek a záródási hőmérsékletre. Jäger (1967) a Központi Alpokban a sztilpnomelán és staurolit meglététől vagy hiányától függően vizsgálva a biotit és muszkovit korokat, a biotit záródási hőmérsékletére 300 °C-ot (K/Ar), a muszkovitéra 350 °C-ot illetve 500 °C-ot (K/Ar ill. Rb/Sr) állapított meg.

Módszer	Ásvány	Záródási hőmérséklet (°C)	Módszer	Ásvány	Záródási hőmérséklet (°C)
Sm-Nd	teljes kőzet	650->800	Rb-Sr	K-földpát	~ 350
Rb-Sr	kristályos t.k.	650->800	K-Ar	muszkovit	~ 350
U-Th-Pb	cirkon-konkordia felső metszéspont	>800	Th-Pb	titanit	
Rb-Sr	10 cm-es darab	~600	Th-Pb	apatit	
Rb-Sr	amfibol		Rb-Sr	biotit	320±40
U-Th-Pb	monacit	500-600	hasadvány nyom	epidot	
U-Th-Pb	amfibol		hasadvány nyom	titanit	290±40
Pb/Pb	teljes kőzet		Ar-Ar	biotit	280±40
Ar/Ar	amfibol plató	530±40	K-Ar	biotit	280±40
K-Ar	amfibol	500-550	K-Ar	plagioklász	
			U-Pb	földpát	
U-Th-Pb	epidot	400-600	Rb-Sr	glaukonit	~230
			Hasadvány nyom	cirkon	200±50
U-Pb	titanit	500	K-Ar	glaukonit	~200
Rb-Sr	titanit	~550	Ar-Ar	K-földp. plató	130±15
Rb-Sr	muszkovit	>500	Ar-Ar	K-földp. alacsony hőmérséklet	~110
U-Pb	apatit	~500	hasadvány nyom	apatit	100-110
Rb-Sr	plagioklász	~350	hasadvány nyom	üveg	<90

4.1.1. Táblázat. Záródási hőmérsékletek különböző ásványokra és módszerekre 1-10 °C/M év hűlési sebességekre. Harland és társai (1990). Odin és társai (1982), Devitt és társai (1984), Van Bermen és Dallmeyer (1984), Parris és Roddick (1984), Watson és társai (1985) munkái alapján.

Ezeket az adatokat nagyon sokan átvették, s részben viszonyítási alapként használták további ásványok záródási hőmérsékletének meghatározásakor. Minden sikere ellenére Dodson elméletének volt egy alapvető gyengesége, amit matematikai gondolatmenetének követése nélkül, elemi ásvány-kőzettani ismeretek birtokában is észre lehet venni: sok esetben hasonló

szerkezetű, nyilvánvalóan azonos hőtörténetű ásványpárokon (pl. muszkovitból és fengitből álló fehércsillám) lényegesen eltérő korok mérhetők. Ezt a jelenséget még magyarázni lehetett a záródási hőmérséklete alatt keletkezett fehércsillám feltételezésével, de ezzel megkérdőjeleződött az egyedül előforduló fehércsillámok korának, mint „záródási hőmérséklet” alá hűlés idejének az értelmezése. Nyilvánvaló, hogy ha az ásvány záródási hőmérsékleténél alacsonyabb hőmérsékleten keletkezik, akkor K/Ar kora keletkezésének idejét adja meg. A metamorf kőzeteken mért K/Ar korok értelmezésekor tehát a lehűlési vagy képződési kor kérdés eldöntése mellett az ásvány K/Ar rendszerének nyitódását befolyásolni képes nyomásviszonyokra és geokémiai (fluidális) környezetre is figyelemmel kell lennünk.

Új szemléletet hozott a koregységekben szereplő izotóp-párok záródásának vizsgálatába Villa (1998) munkája, amelyben átértékelte Jäger (1967) következtetéseit, s lényegesen magasabb záródási hőmérsékleteket javasolt (biotit K/Ar: 450 °C, muszkovit K/Ar: 500 °C, Rb/Sr: 600-650 °C). Ezek a magas hőmérsékletek az igen ritka, fluidum- és stresszmentes környezetre lennének érvényesek. Villa azonban azt is megjegyzi, hogy „... most minerals can exchange isotopes even at the Earth's surface if provided sufficient fluids.” Ezzel az álláspontjával Villa ráirányította a figyelmet arra a tényre, hogy minden átkristályosodás az izotópos rendszerek nyitódásához vezet, s a radiometrikus órák nullára állításában nem a hőmérséklet az egyetlen tényező, és gyakran nem is a főszereplő. Mindez azt is jelentette, hogy lényegesen bizonytalanabbá vált a metamorfitok ásványain mért korok és a hőmérséklet kapcsolata, a metamorf kőzeteken mért K/Ar korok értelmezésekor a lehűlési vagy képződési kor kérdés eldöntése mellett az ásvány K/Ar rendszerének nyitódását befolyásolni képes nyomásviszonyokra és a geokémiai (fluidális) környezetre is figyelemmel kell lennünk.

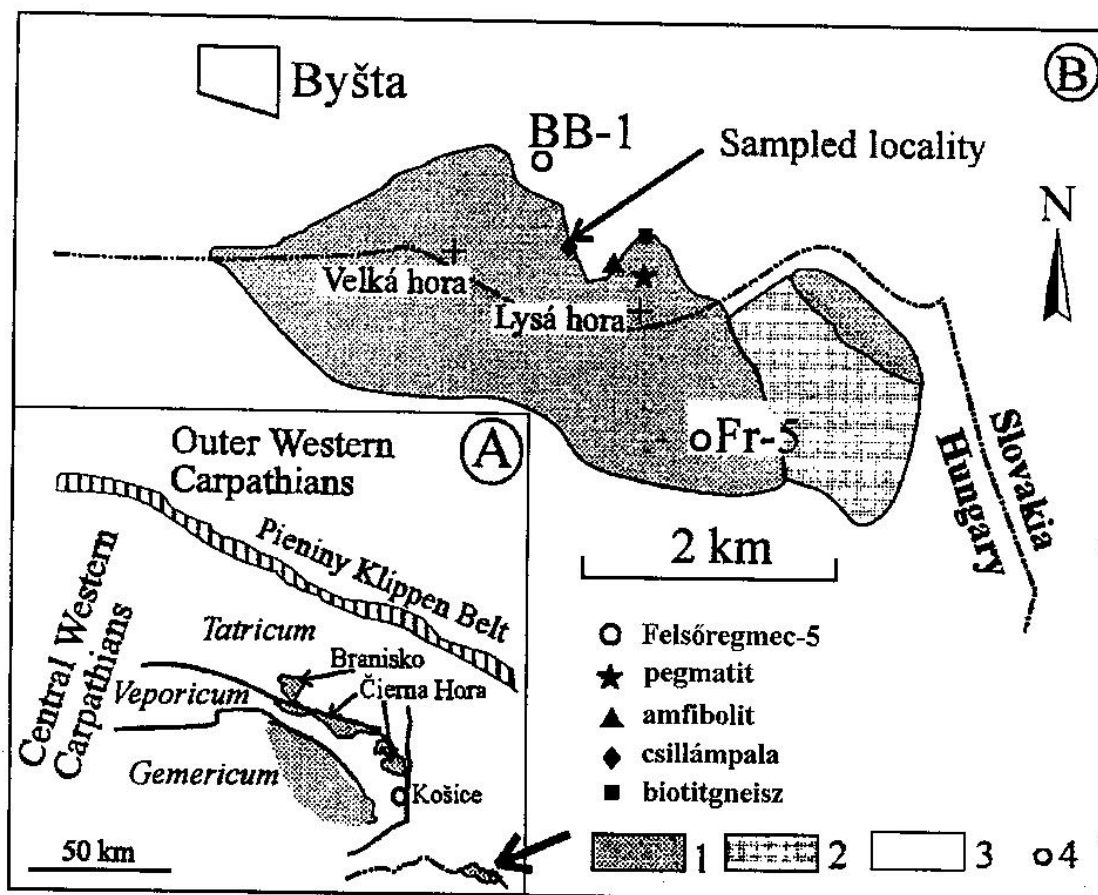
Mindezek ellenére, a záródási hőmérsékletekre Harland és társai (1990) által közölt adatok (4.1.1. táblázat) igen sokszor összhangban voltak a földtani megfigyelésekkel. Véleményem szerint arról lehet szó, hogy metamorf területeken gyakran uralkodnak olyan nyomás és geokémiai (fluidális) viszonyok, amelyek a Harland és társai (1990) által közölt záródási hőmérsékleteket eredményezik.

Vizsgálataim során igyekeztem ezt a bizonytalanságot szem előtt tartani, s mértéktartó következtetésekkel ellensúlyozni. Legbonyolultabb feladat a Soproni-hg ásványain mért korok értelmezése volt, a záródási hőmérsékletek néhány további problémájára a Soproni-hg tárgyalásakor még visszatérek.

4.2. A Zempléni-szigethegység

4.2.1. Földtani-kőzettani viszonyok, a kutatás előzményei.

A Zempléni-szigethegység a magyar-szlovák határon található, a Tokaji-hegységtől keletre (4.2.1. ábra). Vizsgálatainkat a szlovák területen begyűjtött csillámpalán, amfiboliton és gneiszen, egy eddig ismeretlen pegmatiton és a Felsőregmec-5 fúrás amfibolitján végeztük.



4.2.1. Ábra. A: Tektonikai térképvázlat a Nyugati-Kárpátokról. B: A Zempléni-hegység térképvázlata .1. Alaphegység, 2. Késő-paleozoikum, .3. Mezozoikum és harmadidőszak

A Zempléni-szigethegység a Nyugati Kárpátok legkeletibb részén található, így paleozoos kőzetei kapcsolatának tisztázása a Nyugati-, ill. Keleti-Kárpátokkal több szerző érdeklődését is felkeltette. Pantó és társai (1967) proterozoos Rb/Sr korokat mértek kianit tartalmú csillámpalán és az abból elválasztott muszkoviton, és hivatkoztak Shanyin eredményére, aki ugyanezen a mintán 262 M év K/Ar kort határozott meg. A proterozoos kort azonban további vizsgálatok nem erősítették meg, és a kőzettani-földtani adatokkal sem lehetett megnyugtatóan összeegyeztetni. A proterozoos kor valószínűleg analitikai problémák miatt adódott: ugyanaz a

laboratórium 1968-ban (Kovách és társai, 1968) prekambriumi kort közöl a Mecsek gránitjaira is. A Zempléni-szigethegység paleozoos kőzeteit ismertető hazai szakirodalomból Pantó (1965), Fülöp (1994) és Jámbor (1998b) munkájára hivatkozom.

A proterozoos korra való tekintettel Grecula és társai (1981) a Zempléni-szigethegységet feltételeesen a Keleti-Kárpátok alaphegységével korrelálták. Más szerzők (Slávik, 1976; Rudinec és Slávik, 1971; Mahel', 1986) a Nyugati-Kárpátok alaphegységének néhány tagjával (Cierná Hora, Branyiszkói-hg) való korreláció lehetőségét valószínűsítették és vizsgálták. A felső-karbon/perm üledékes fedőkőzetek fáciesei szerint a Nyugati-Kárpátokhoz tartozó Tátrikum és Veporikum, valamint a Zempléni-szigethegység a variszkuszi hegységképződés végén ugyanannak az extenziós medencének a részei voltak, majd az alpi hegységképződés idején váltak a Nyugati-Kárpátok takarórendszerének részévé (Vozárová és Vozár, 1988). Litológiáját és metamorfózisának körülményeit tekintve a Zempléni-szigethegység valóban hasonlít a Nyugati-Kárpátok más egységeihez (Vozárová, 1991; Faryad, 1995). Finger és Faryad 1999-ben EMP analízissel 338 ± 22 M év U/Pb kort mértek a Zempléni rög csillámpalájából elválasztott monaciton, s a koradatot az amfibolitfáciesű metamorfózis idejeként értelmezték.

Dolgozatomban új K/Ar és Ar/Ar vizsgálatokkal járultam hozzá a Zempléni-szigethegységben kibukkanó metamorfitok korproblémájának megoldásához. A kormeghatározásokat amfibolitokból, csillámpalákból, gneiszből és a Faryad által leírt (Faryad és Balogh 2002) pegmatitból elválasztott muszkovitokon, biotiton, amfibolokon és a kőzet agyagásvány méretű frakcióján végeztem.

A durvaszemcsés *pegmatit* (FG-2/01) fő ásványai a kvarc, albit és muszkovit, utóbbi 2 cm méretű is lehet, továbbá járulékos ásványként xenotim és cirkon. A kvarc és a muszkovit egyaránt deformálódott, a kvarc hullámos kioltású. Az albitot helyenként finomszemcsés fehér csillám (muszkovit) helyettesíti. A xenotim és a cirkon részben repedezett és idiomorf szemcsékként jelenik meg a kvarcban.

A vizsgált *amfibolit* minták a Felsőregmec-5 fúrásból, 106-m-ről, (F-5/106) és a Lysa Hora domb alacsonyabb szintjén található kb. 2x20 m-es amfibolit tömbből származnak (FG-20-22/99). Az amfibolit durvaszemcsés, fő ásványként amfibolt (< 2 mm), plagioklász és retrográd epidotot és kloritot tartalmaz. A tschermakitos öszetételű amfibolt részben aktinolit és epidot helyettesíti, továbbá titanit, rutil, ilmenit és kvarc zárványokat tartalmaz. A plagioklász

összetétele az An₁₇₋₂₈ tartományban változik, többnyire finomszemcsés fehércsillám és az epidot csoport ásványai helyettesítik.

A csillámpalákat a Velká és Lysa Hora dombok északi lejtőjén futó erdei út mellett található kibúvásoknál mintáztuk meg (FG-23-24/99 4.2.1. ábra). Kőzeteik erősen milonitosodtak, fő ásványaik a kvarc, fehércsillám, klorit és plagioklász, járulékos ásványaik a turmalin, cirkon és monacit. A muszkovit halpikkelyhez hasonló, deformálódott és helyenként finomszemcsés fehércsillám helyettesíti. Néhány muszkovit Fe-Ti dús részeket tartalmaz, ami biotitból való keletkezését sejteti.

A vizsgált *biotitgneisz* a Lysa Hora domb északi oldaláról való (FG-19/99). Ásványai a plagioklász és kvarc, továbbá kevés gránát és muszkovit. A gneisz milonitosodott: a gránátot, biotitot és plagioklászt nagyrészt klorit és finomszemcsés csillám helyettesíti, a biotiton el nem változott fázisok is megfigyelhetők.

4.2.2. A kormeghatározások eredményei és értelmezésük.

Az eredményeket a 4.2.1. táblázatban foglaltam össze.

A pegmatitból elválasztott muszkovit kora $307,8 \pm 12$ M év. A pegmatit viszonylag kevésbé elváltozott kőzet. Néhány muszkovit kristálya enyhén deformálódott, de az árkristályosodás jeleit nem mutatja. A kormeghatározás a nagyobb szemcseméretű muszkoviton történt, az albitból képződött finomszemcsés fehércsillám elkülönítését nem kíséreltük meg. A muszkovit záródási hőmérsékletére általában kb. 350 °C hőmérsékletet fogadnak el (Harland és társai, (1990), és az általuk idézett szakirodalom), bár Villa (1998), fluidumok és stressz hiányában, kb. 500 °C záródási hőmérséklet mellett érvel, ami fluidumok és nyomás hatására természetesen csökken. Figyelembe véve a csillámpalákon és amfibolitokon mért korokat is, véleményem szerint a pegmatit K/Ar kora jól közelíti a kőzet benyomulásának korát, s ez az esemény is a variszkuszi hegységképződés idejére tehető.

A csillámpalákból elválasztott muszkovitokon mért korok a 284,8 - 227 M év kortartományban szórnak, a korok lényegében a milonitosodás erősségének függvényében fiatalodnak Ar/Ar kormeghatározást a legjobban igénybe vett Fr-5/292 sz. minta muszkovitján végeztem, elsősorban a rajta mért 227 M év K/Ar kor megnyugtató értelmezése céljából. A korszpektrum szerint a legidősebb, és még pontos korokat a 765 - 984 °C hőmérséklet tartományban kaptuk, az itt mért korok a $293,2 \pm 4,0$ - $300,6 \pm 5,0$ M év kortartományban szórnak. Wijbrans és McDougall kimutatták (1986), hogy plató-szerű korszpektrum kapható

abban az esetben is, ha az argon hasonló argonmegtartású ásványokból, pl. különböző méretű vagy kissé eltérő kémiai összetételű (pl. muszkovit - fengit) ásványokból szabadul fel. Ezek szerint a metamorfózis kora, ill. a nagyobb szemcseméretű muszkovit K/Ar kora lehet valamivel idősebb a korszpektrum plató-szerű része által mutatott kb. kb. 300 M év kornál.

A legelső lépésben túl sok argon szabadult fel, így a hozzá tartozó $176,0 \pm 2,1$ M év csak az utóhatás maximális kora lehet. Harrison és McDougall (1980) modell számításokat végeztek arra nézve, hogy különböző arányú radiogén argon eltávozása hogyan változtatja a korszpektrum alakját. Az Fr-5/292 sz. muszkovit korszpektruma (4.2.2. ábra) McDougall és Harrison (1988) 4.10. ábráján a 78-585 sz. spektrumhoz hasonlít leginkább (4.2.3. ábra). Ezt a korszpektrumot 367 M év korú közet amfibolján mérték, az ásvány 114 M éve radiogén Ar tartalmának 31 %-át vesztette el. Ennek alapján az Fr-5/292 muszkovit korszpektruma valószínűleg kréta utóhatás következtében alakult ki. Mindebből az is következik, hogy a variszkuszi metamorfózis és a kréta tektonotermális hatás között más, argonleadással járó esemény feltételezése indokolatlan, a 284,8 - 227 M év kortartományba eső korok földtani jelentéssel nem rendelkező keverék értékek.

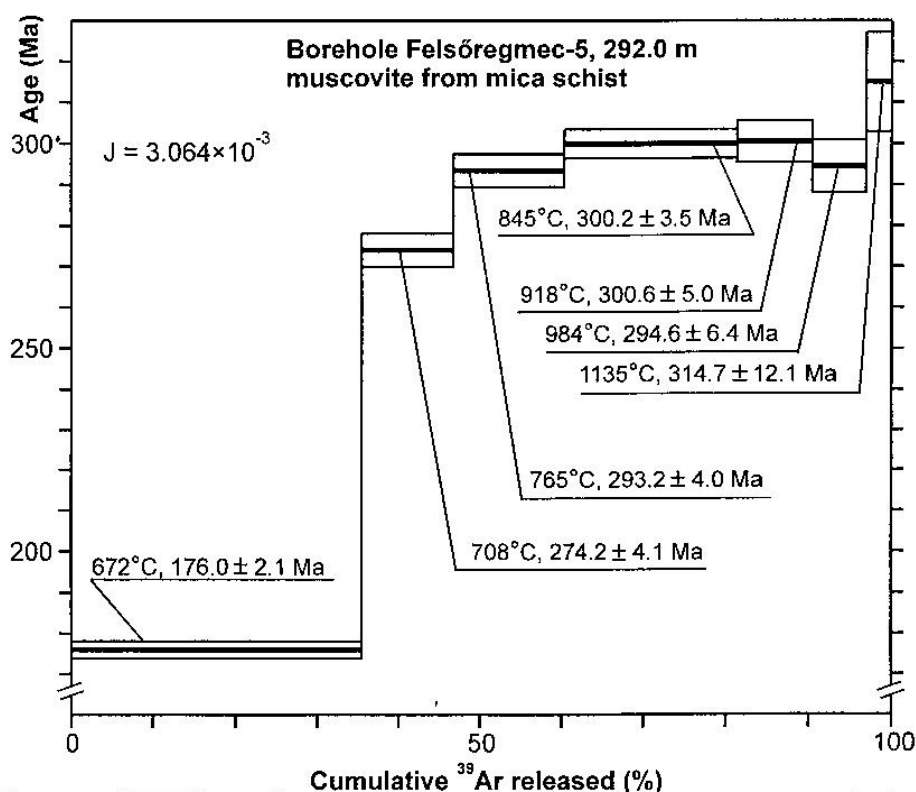
Az amfibolitokból elválasztott amfibolok K/Ar kora a 338 - 211 M év kortartományban szór. A Felsőregmec-5 fúrásból, 106 m-ről vett mintán két amfibol kor áll rendelkezésünkre. A 0,1 - 0,2 mm-es aktinolitósodott zöldamfibolon 312 ± 13 M év kort mértünk (Balogh, Árva-Sós, 1979). ugyanebből a mintából egy barna-zöld amfibol koncentrátumot is előállítottunk: az amfibolt $< 0,063$ mm méretűre törtük, portalanítottuk, majd leválasztottunk belőle a $d > 3,18 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű frakciót. Ennek kora 338 ± 13 M évnek adódott (Faryad és Balogh, 2002), igen jól egyezve a Finger és Faryad (1999) által monaciton mért 338 ± 22 M év U/Pb korral. Harland és társai (1990) 5-600 °C-ot adnak meg a monacit U/Pb és 500-550 °C-t az amfibol K/Ar záródási hőmérsékletére, Villa (1998) pedig még magasabb, 770 °C és 550-650 °C értékeket javasol. Nagyon lényeges, hogy eddig egyetlen szerző sem tekintette a muszkovit K/Ar záródási hőmérsékletét magasabbnak az amfibol K/Ar ill. a monacit U/Pb záródási hőmérsékleténél. Ez a fő érv amellet, hogy az előzőekben közölt, muszkoviton is mért proterozoos kort (Pantó és társai, 1967) ne tekintsük meggyőzőnek, s a monaciton és amfibolon mért, egyaránt 338 M év korokat a Zempléni egységet ért variszkuszi metamorfózis korának fogadjuk el.

Több ásványi fázist vizsgáltam az erősen milonitosodott FG-22/99 sz amfibolitból. A legfiatalabb mintán két mérést végeztem, a korok hibahatáron belül egyeznek, s az átlagos kor

211±9.0 M év. Elgondolkoztató, hogy a legfiatalabb amfibol kor fiatalabb a legfiatalabb muszkovit kornál, továbbá az amfibol korok a K-tartalom növekedésével fiatalodnak. Ez valószínűsíti, hogy a K beépülése a legfiatalabb amfibol kornál is később történt, valószínűleg a milonitosodást előidéző tektonotermikus hatás idején.

A metamorfitokat ért utolsó tektonotermikus hatás idejére is a leginkább milonitosodott FG-22/99 sz. amfibolit vizsgálatával kívántam következtetni. Az utóhatásokra legérzékenyebb, legfinomabb (< 1 µm) szemcseméretű kőzetfrakciót, és az utóhatásra ugyancsak igen érzékeny, 0,16-0,1 mm-es földpát frakció korát határoztam meg. Mindkét frakció kréta korúnak bizonyult (126,6±5,2 M év és 105,8±4,2 M év), ami az F-5/292 sz. minta muszkovitjának Ar/Ar korszpektrumával együtt meggyőzően bizonyítja a milonitosodást kiváltó tektonotermális esemény kréta korát.

Az FG-19/99 jelű gneiszből elválasztott, részben bontott biotiton mért 277,2±10,5 M év minimális kornak tekinthető, földtani alapon indokolatlan lenne a gneiszet a variszkuszi metamorfitoknál idősebbnek tekinteni.



4.2.2. Ábra. Csillámpalából elválasztott muszkovit Ar/Ar korszpektruma Felsőregmec-5, 292,0 m

Minta	Kőzettípus	Vizsgált ásvány	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $\text{cm}^3 \text{STP/g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor M év $\pm \sigma$
FG-2/01	Pegmatit	muszkovit	7,87	$1,027 \times 10^{-4}$	78,3	$307,9 \pm 12,0$
FG-24/99	Csillámpala	muszkovit	3,96	$4,752 \times 10^{-5}$	82,8	$284,8 \pm 11,0$
FG-23/99	Csillámpala	muszkovit	3,255	$3,208 \times 10^{-5}$	85,6	$237,2 \pm 9,0$
F-5/292	Csillámpala	muszkovit	5,30	$4,576 \times 10^{-5}$	95,0	$227,0 \pm 9,0$
FG-19/99	Gneisz	biotit	2,25	$2,620 \times 10^{-5}$	89,7	$277,2 \pm 10,5$
F-5/106	Amfibolit	amfibol, $<0,063 \text{ mm}$ $d > 3,18 \text{ g/cm}^3$	0,498	$7,198 \times 10^{-6}$	77,5	$338,0 \pm 13,0$
		amfibol, $0,1-0,2 \text{ mm}$	0,537	$7,102 \times 10^{-6}$	55,0	$312,0 \pm 13,0$
FG-21/99	Amfibolit	amfibol	0,208	$2,666 \times 10^{-6}$	74,7	$302,8 \pm 11,8$
FG-20/99	Amfibolit	amfibol	0,327	$2,803 \times 10^{-6}$	69,0	$281,2 \pm 11,0$
FG-22/99	Amfibolit	amfibol	0,442	$3,895 \times 10^{-6}$	59,0	$213,0 \pm 8,5$
		amfibol	0,453	$3,902 \times 10^{-6}$	77,8	$209,0 \pm 8,0$
FG-22/99	Amfibolit	Átlagos kor				$211,0 \pm 9,0$
FG-22/99	Amfibolit	fehércsillám, $<2 \mu\text{m}$	1,59	$8,108 \times 10^{-6}$	55,6	$126,6 \pm 5,2$
		földpát $0,1-0,16 \text{ mm}$	2,74	$1,160 \times 10^{-5}$	86,0	$105,8 \pm 4,2$

4.2.1. Táblázat. A Zempléni-szigethegység paleozoos kőzetein mért K/Ar korok

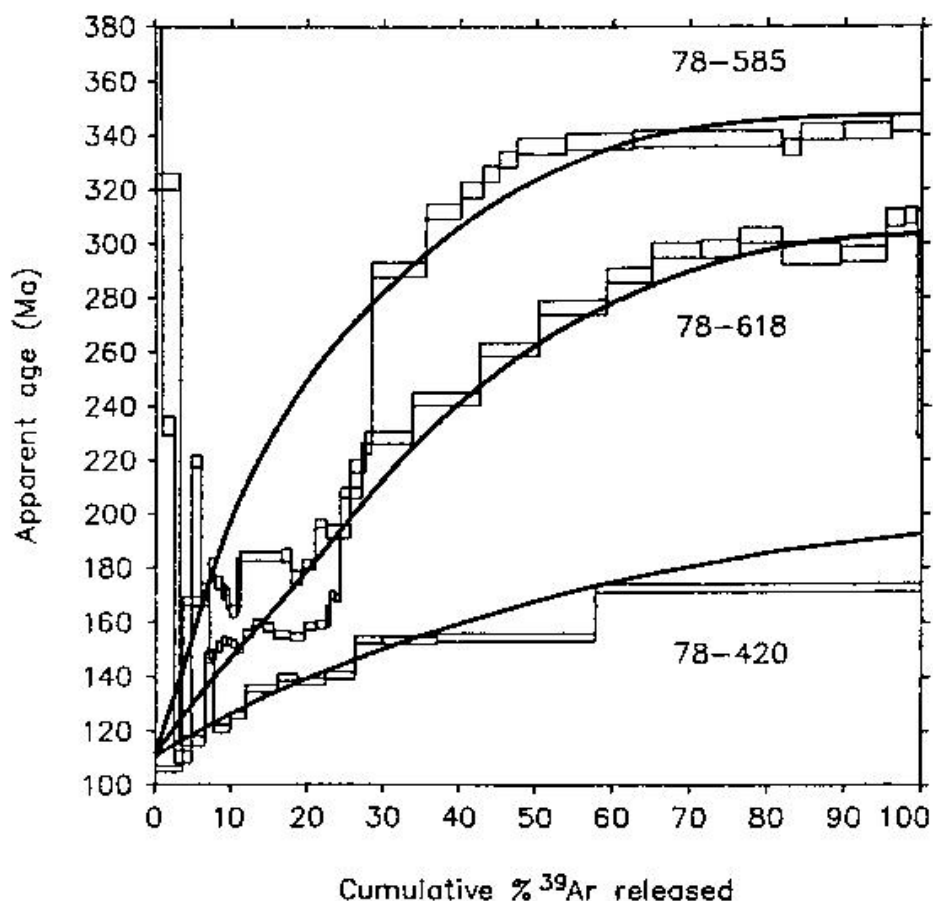
4.2.3. Földtani és kronológiai következtetések.

Tektonikai helyzete és az ösföldrajzi viszonyok alapján Vozárová és Vozár (1986) a Zempléni egységet a Nyugati Kárpátokkal korrelálta. Véleményüket alátámasztja, hogy K/Ar és Ar/Ar koradataink igen jól egyeznek a Nyugati-Kárpátok más egységein (Tátrikum, Veporikum) mért szintén variszkuszi (kb. 330 M év, Cambel és Král, 1989) korokkal, amelyek ott is az alsó-karbon amfibolitfáciesű metamorfózis korát tükrözik. A Zempléni egységben a Felsőregmec-5 fúrásban 106 méteren harántolt amfibolitból elválasztott barna-zöld amfibolon mért 338 ± 13 M év, és a Finger és Faryad (1999) által monaciton mért 338 ± 22 M év U-Th-Pb kor tekinthető az amfibolitfáciesű metamorfózis korának.

A Nyugati-Kárpátokban a korai variszkuszi ásványegyüttesek átkristályosodtak a variszkuszi hegységképződés közepén lezajló kollízió idején, amikor S típusú gránitok és pegmatitok benyomulására is sor került (Kohut és társai, 2001). A Zempléni egységben a pegmatit $307,9 \pm 12$ M év kora valószínűleg a gránit benyomulásának utolsó fázisát jelzi, nem sokkal az amfibolitfáciesű (600 - 700 °C, 5,5 - 8,5 kbar) variszkuszi metamorfózist követően.

A Zempléni egység kőzeteinek szövete és ásványi összetétele erős retrográd metamorfózist mutat. Ennek korát az FG-22/99 jelű amfibolitból elválasztott $< 2\mu\text{m}$ -es, a plagioklász bomlástermékének tekinthető fehér csillám+agyagásvány frakción mért $126,6 \pm 5,2$ M év, és ugyanezen minta 0,1 - 0,16 mm-es, tektonikai hatásokra igen érzékeny földpát szeparátumon mért $105,8 \pm 4,2$ M év, valamint a Felsőregmec-5 fúrásban 292 m-en harántolt csillámpalából elválasztott muszkovit Ar spektrumából kikövetkeztetett szintén kréta korral közelíthetjük.

Vizsgálataink kimutatták, hogy a variszkuszi amfibolitfáciesű metamorfózis és az alpi retrográd metamorfózis között a Zempléni egységet más metamorf hatás nem érte, a közbeeső értékeket szolgáltató radiometrikus korok a variszkuszi és alpi korok keveredésével alakultak ki.



4.2.3. Ábra. Argont vesztett hornblendék korspektruma.

Harrison és McDougall-t (1980) idézi McDougall és Harrison (1988, 4.10 ábra).
A 78-585 sz. spektrumot Ar(rad) tartalmának 31 %-át elvesztett hornblendén mérték

4.3. A magyarországi Veporidák

4.3.1. Földtani áttekintés, előzmények.

Az utóbbi néhány évtized geokronológiai és petrológiai kutatásai szerint (Thöni és Jagoutz 1993; Török 1998; Plašienka és társai 1999) az alpi metamorfózis jelentős szerepet játszott az ALCAPA régió (Belső-Keleti-Alpok — Kárpátok — Pannóniai-medence) fejlődésében. Ez a szemlélet megváltozását jelentette, korábban ugyanis az alpi eseményeknek csak alárendelt szerepet tulajdonítottak az idősebb (variszkuszi, kaledóniai, cadomi, stb.) metamorf fázisokhoz

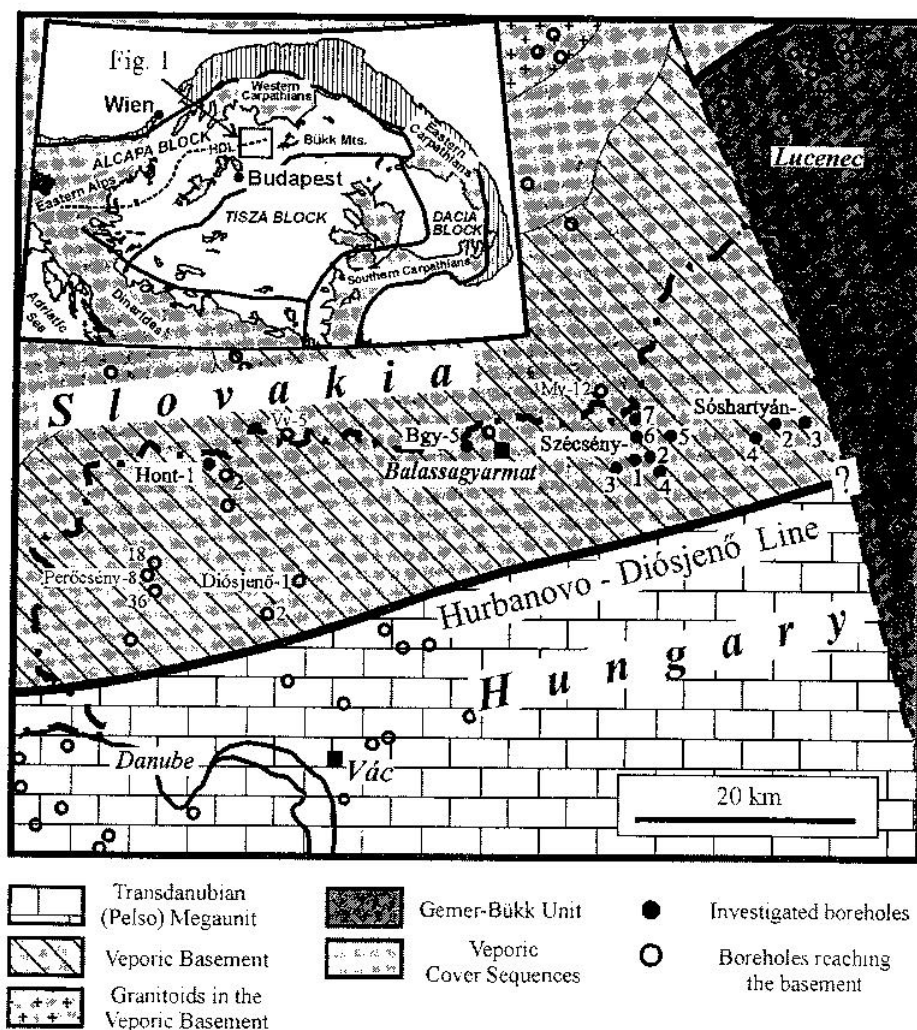
viszonyítva (Balogh és Kőrössy 1974; Jantsky és társai 1988). A K/Ar korok alpi megfiatalodását az ATOMKI K/Ar laboratóriumának első, többnyire nem publikált, eredményei is mutatták (Árva-Sós és Balogh, 1979; Balogh, 1984; Lelkes-Felvári és társai, 1996).

A Veporidák a belső nyugati-Kárpátok egyik legfontosabb tektonikai egysége, magyarországi része a Hurbanovo (Ógyalla) – Diósjenő vonaltól (HDV) északra, a Gömör – Bükk egységtől nyugatra található, többnyire délre dől, és csak mélyfúrásokból ismert. A HDV a terület meghatározó tektonikai vonala, többnyire meredeken dől délre, s a belső nyugati-Kárpátok metamorfizálódott és deformálódott egységeit választja el a Dunántúli vagy Pelso egységtől (Fülöp és társai, 1987), ami az alpi mozgások során deformálódott ugyan, de nem metamorfizálódott. A magyarországi Veporidákat variszkuszi (vagy idősebb) közepesen metamorfizálódott sorozatnak tekintették, amelynek tagjait az alpi hegységképződés idején csak gyenge (szub)zöldpalafáciesű retrográd metamorfózis érte (Ravasz-Baranyai és Viczián, 1976; Fülöp, 1990). Az alaphegység kristályos kőzeteit a 60-70-es években szénhidrogén-kutató fúrások tárták fel, s közzétanilag a szomszédos szlovákiai Veporidákkal párhuzamosították (Ravasz-Baranyai és Viczián, 1976; Ivancsics és Kisházi, 1982). A 70-es években néhány K/Ar kormeghatározás készült fehér csillámokon (Balogh és társai 1974; Balogh és Árváné 1976, 116 - 96 M év), amelyeket később Lelkes-Felvári és társai közöltek (1996). Az alpi koradatokat erősen megfiatalodott variszkuszi korokként értelmezték, s a fiatalodás okának vagylagosan az alpi kiemelkedést vagy pedig a területre jellemző intenzív miocén vulkáni működést jelölték meg.

Az Alpok, Kárpátok és Dinaridák térségében a fejlődéstörténet kidolgozásához alapvetően fontos az egyes orogén zónákat ért metamorfózis fokának és idejének megismerése. Ez indokolta a hazai Veporidák közettani, ásványkémi, termobarometrikus (Koroknai Balázs, Horváth Péter) és geokronológiai (Balogh Kad.: K/Ar és Ar/Ar, Dunkl I.: hasadvány nyom) vizsgálatát, amelynek eredményeit Koroknai és társai közölték (2001). E munka eredményei közül a K/Ar és Ar/Ar módszeres vizsgálatokból lezűrhető következtetéseket ismertetem, a földtani és ásványközettani viszonyokra csak a koradatok értelmezéséhez nélkülözhetetlen mértékben térek ki röviden.

Magyarországon a Veporidák alaphegységét elsősorban gránátos gneiszek, a velük kapcsolatos csillámpalák és kevés kvarcit, továbbá amfibolitok alkotják (4.3.1. ábra). A gneisz a K/Ar kormeghatározásra alkalmas ásványok közül csillámokat, mindenekelőtt biotitot, és

plagioklászokat tartalmaz. A gneisz korára a Szécsény-7 fúrás két magjából elválasztott biotit mérésével kaptunk adatokat. A nagy koncentrációban (kb. 40-50 térfogat %) jelenlévő plagioklász datálásától eltekintettünk, mert az erősen deformálódott, szericitesedett ásványon megbízható koradat nem volt várható.



4.3.1. Ábra. Észak-Magyarország és Dél-Szlovákia szerkezete a Vepor egység déli részén. A melléktérkép a tanulmányozott területet mutatja a kárpáti orogén rendszerben Fülöp (1990) után

A csillámpalák jól fejlett palásságát rétegszilikátban gazdag rétegek (fehércsillám, klorit, biotit) és kvarc lencsék vagy rétegek váltakozása jellemzi. A csillámpala erősen gyűrt, a gyűrt szerkezetek sok helyen összetöredeztek. Az Ar módszeres kormeghatározásokra alkalmas

ásványok közül a kis koncentrációban megjelenő biotit erősen kloritosodott, a retrográd metamorfózis során a gránátok helyét szericit-klorit aggregátumok foglalták el. A finomszemcsés rétegekben sok < 0,1 mm-es fehércsillám, kvarc, klorit és kevés albit található. A csillámpala korát a Hont-1 fúrásban K/Ar (Balogh és Árváné, 1976, Lelkes-Felvári és társai, 1996) és Ar/Ar módszerrel (Koroknai és társai 2001) egyaránt meghatároztuk.

Az amfibolitokat Ivancsics és Kisházi (1982) eredetileg mint zöldpalákat írta le. Koroknai és társai (2001) szerint főleg amfibolitok, amfibol-epidot-klorit-biotitpalák és epidot-kloritpalák. Viszonylag vékony rétegeket vagy lencséket alkotnak a gneisz-csillámpala sorozatban. Az amfibolitok csúcs-metamorfózisa az alsó amfibolitfáciesnek felel meg, Koroknai és Horváth vizsgálatai szerint (Koroknai és társai, 2001) 550 ± 30 °C hőmérsékleten és 9 ± 1 kbar nyomáson játszódtott le. Az amfibolitok ásványi összetételüket, mikroszerkezetüket, sőt a retrográd metamorfózis fokát tekintve is igen változatosak, gyakran egyetlen fúráson belül is. A Sóshartyán-3 fúrásban a közepes szemcseméretű, gyengén deformálódott, viszonylag ép amfibolitokban nagy (≤ 15 mm) idiomorf amfibol kristályok találhatóak. A kőzet matrixát közepes-finomszemcsés plagioklász, kvarc, epidot, klinozoizit, klorit, fehércsillám, karbonát és opak ásványok alkotják. Az amfibolitok korát a Sóshartyán-3 fúrás által feltárt kőzeten vizsgáltam, muszkoviton K/Ar és Ar/Ar, amfibolon K/Ar kormeghatározást végeztem. A hazai Veporidák részletes földtani leírásával kapcsolatban Fülöp (1990) munkájára és az általa idézett közleményekre, az Ar módszerrel vizsgált kőzetminták részletes leírásával kapcsolatban Koroknai és társai (2001) munkájára hivatkozom.

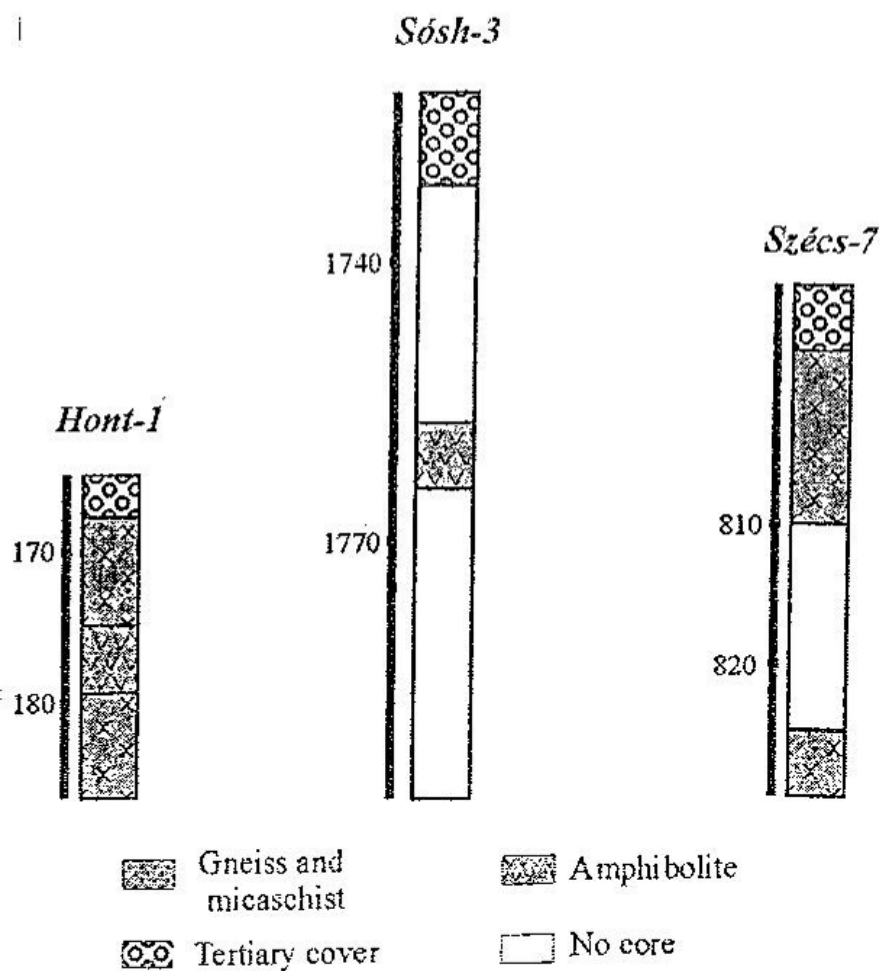
4.3.2. A kronológiai adatok értelmezése

A rendelkezésre álló koradatokat a 4.3.1. táblázat tartalmazza, az Ar módszeres koradatok mellett Dunkl István hasadvány nyom mérési eredményeit is feltüntettem. Az 4.3.2. ábra a megmintázott mélyfúrások szelvényeit mutatja.

Lelőhely	Kőzettípus	Módszer	Ásvány	Kor	Ref..
Hont-1, 168,3-169,8 m	csillámpala	K/Ar	muszkovit	116±6	1
		Ar/Ar	muszkovit	113,9±0,8	2
Szécsény-7, 801,5-809,0 m	gneisz	K/Ar	biotit	97±7	3
796,0-801,5 m	gneisz	K/Ar	biotit	88,2±3,3	2
Sóshartyán-3, 1764-1767,5 m	amfibolit	K/Ar	muszkovit	110±5	3
		Ar/Ar	muszkovit	87,4±1,0	2
		K/Ar	amfibol	93,5±5,6	2

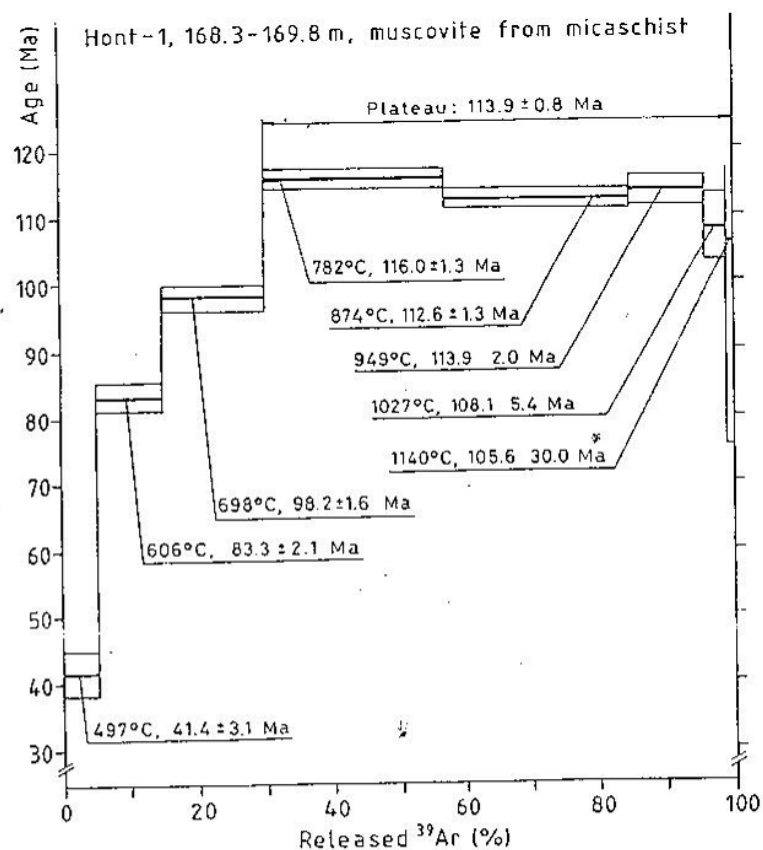
1: Balogh Kad. (1984); 2: Koroknai és társai, (2001); 3: Lelkes-Felvári és társai, (1996)

4.3.1. Táblázat. A magyarországi Veporidákon mért K/Ar és Ar/Ar korok

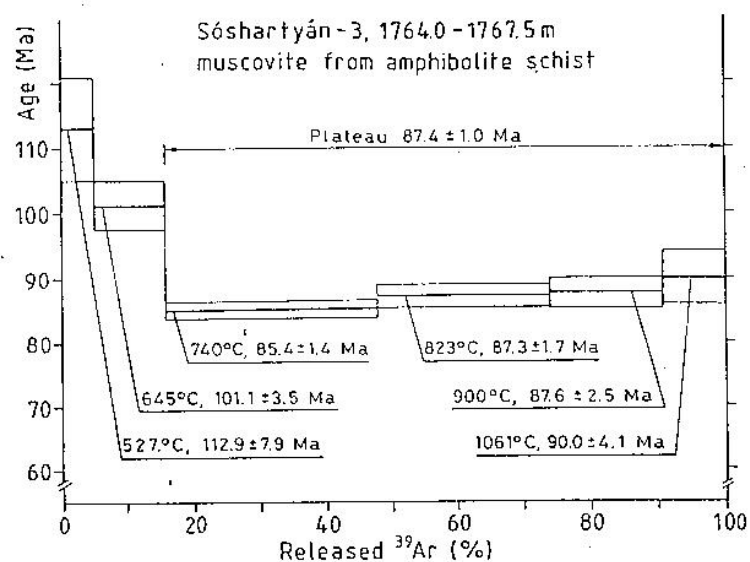


4.3.2. A vizsgált fúrások szelvényei

A



B



4.3.3. Ábra. Csillámpalából (Hont-1. fúrás) és amfibolitpalából (Sóshartyán-3. fúrásból) elválasztott muszkovit Ar/Ar korszpektruma

A Hont-1 fúrásból elválasztott muszkovit korszpektruma a 4.3.3.A ábrán látható. A ^{39}Ar 70 %-a a 782-1140 °C hőmérséklet tartományban szabadul fel és 113,9±0,8 M év plató kort határoz meg. Ez a kor mint az eoalpi közepes fokú metamorfózist követő lehűlés ideje értelmezhető. Nem különbözik ettől az 1976-ban mért K/Ar kor (Balogh és Árváné, 1976), ami a jelenleg használatos atomi állandókkal számolva 116±6 M év. Ekkor a csillámpala Ar-tartalma teljesen kicserélődött az atmoszféra Ar-tartalmával. Idősebb metamorfózis alkalmazott módszereinkkel nem mutatható ki. A K/Ar kormeghatározással szemben az Ar/Ar módszer egy fiatalabb hatást is jelez. A legalacsonyabb hőmérsékleten felszabadult argonhoz 41,4±3,1 M év kor tartozik. A fiatalító hatás ennél idősebb nem lehet, pontos oka még nem tisztázott. Vagy a területre jellemző intenzív miocén vulkáni működés, vagy pedig tektonikai mozgásokhoz kapcsolódó deformáció és felmelegedés vezetett a radiogén Ar gyengébben kötött részének eltávozására. Véleményem szerint a második lehetőség a valószínűbb.

Míg a Hont-1 fúrás a magyarországi Veporidák ÉK-i részét érte el, addig a Sóshartyán-3 és Szécsény-7 fúrások a K-i rész kőzeteinek megismerését segítették elő. Az 4.3.1. táblázatban látható, hogy a két területen mért korok szignifikánsan különböznek. A Sóshartyán-3 fúrás ugyanazon amfibolit magján muszkoviton Ar/Ar és K/Ar, amfibolon K/Ar kormeghatározást végeztünk. A radiometrikus korok értelmezését a muszkovit Ar/Ar korszpektrumának (4.3.3.B ábra) elemzésével célszerű kezdeni. Az Ar/Ar korszpektrumon a 740 - 1061 °C hőmérsékletek között, ahol a ^{39}Ar 84 %-a távozott el, 87,4±1,0 M év plató kor látható. A plató kor a metamorfózist követő kiemelkedéssel kapcsolatos lehűlés koraként értelmezhető. Fontos különbség a 3A és 3B ábrákon bemutatott korszpektrumok között, hogy a Sóshartyán-3 fúrás muszkovitjának korszpektruma a legalacsonyabb hőmérsékleten mutatja a legidősebb, természetesen csak formális kort (527 °C, 112,9±7,9 M év). Hangsúlyoznunk kell, hogy ennek a koradatnak korértéke nincs, mindössze azt jelenti, hogy a muszkovit záródásának utolsó fázisában a kőzetben radiogén Ar jelent meg. A muszkovit teljes záródásánál csak valamivel magasabb hőmérsékleten ez az Ar (többség argonként) csak a muszkovit szemcsehatárhoz igen közeli rétegbe tudott beépülni, ezért szabadult fel már a kigázosítás első, legalacsonyabb hőmérsékletű lépésében. Mivel a plató kor által jelzett időben (87,4 M év) az Ar még az ásvány teljes térfogatában oszlott el, a többség Ar csak ezután jelenhetett meg a kőzetben. A legvalószínűbb, hogy a többség Ar a kőzet mélyebben lévő, magasabb hőmérsékletű részéből szabadult ki, s fluidumok közvetítésével jutott el az általunk vizsgált mintához. A többség Ar megjelenése a hazai Veporidák K-i részén azt is jelenti, hogy itt a fluidumokkal való kapcsolat

intenzitása erősen befolyásolta a K/Ar korokat. Ezzel magyarázható, hogy ugyanezen a magmintán idősebb K/Ar kort mértünk (Balogh és társai, 1974, 1976; Lelkes-Felvári és társai, 1996): feltételezhető, hogy a laboratóriumunk működésének első éveiben szeparált muszkovitban még több, többlet Ar-t is tartalmazó ásványtörmelék maradt.

Az amfibolon $93,5 \pm 5,6$ M év K/Ar kort mértünk, ez csak kevéssel idősebb a muszkovit plató koránál. Ez a korkülönbség várható, mivel az amfibol minden tapasztalat szerint a muszkovitnál magasabb hőmérsékleten záródik. Az amfibolban többlet Ar-t nem feltételezünk, mivel az csak az amfibol záródása után, a muszkovit záródásának utolsó fázisában jelent meg a kőzetben. Az amfibol záródási hőmérsékletére Harland és társai (1990) $500 - 550$ °C-t adnak meg, míg Villa (1998) valamivel magasabb értéket ($550-650$ °C) javasol, de ez utóbbi érték fluidumok jelenlétében csökkentendő. Koroknai és Horváth (Koroknai és társai, 2001) különböző ásványegyütteseket használva a metamorfózis csúcsára átlagosan 550 ± 30 °C-t és 9 ± 1 kb T-P értékeket határoztak meg. Ezt egybevetve a radiometrikus korokkal, az amfibolitfácies közepének megfelelő metamorfózis kora az amfibol $93,5 \pm 5,6$ M év K/Ar korával igen jól közelíthető. A Sóshartyán-3 fúrás magjain Dunkl István hasadvány nyomormeghatározásokat végzett (Dunkl, 1993; Koroknai és társai, 2001), a mért korok összhangban vannak az ásványokra és módszerekre elfogadott záródási hőmérsékletekkel (Harland és társai, 1990). A koradatok felhasználásával Koroknai és Horváth (Koroknai és társai 2001) megszerkesztették a Sóshartyán-3 fúrásra a metamorfózist követő gyors kiemelkedés és lehülés időbeli lefolyását bemutató ábrát (Koroknai és társai, 2001, 9. ábra). Az ábra egyértelműen mutatja, hogy az oligocénben (sőt korábban is) a hazai Veporidák már kiemelt helyzetben voltak.

A Szécsény-7 fúrás 2 gneisz magját biotit mérésével datáltuk. A korok hasonlítanak a Sóshartyán-3 fúráson mért Ar korokra. Ar/Ar mérés hiányában a többlet Ar jelenléte nem zárható ki. Tekintve, hogy a Sóshartyán-3 fúrás helyén a többlet Ar csak a muszkovit záródásának utolsó fázisában jelent meg, s a biotit valamivel alacsonyabb hőmérsékleten záródik mint a muszkovit, a biotitban elvileg feltételezhető többlet Ar. Figyelembe véve a Sóshartyán-3 és Szécsény-7 fúrásokban a cirkon hasadvány nyomkorainak hasonlóságát, a két közeli fúrással feltárt terület kiemelkedése között korkülönbség nem állapítható meg, s ez egyúttal érv a biotiton mért K/Ar kor megbízhatósága mellett is..

Kronológiai vizsgálataink eredményeit összefoglalva megállapítható, hogy (i) alpinál idősebb metamorfózisra utaló kort Ar módszerrel nem tudtunk kimutatni. (ii) A hazai

Veporidák K-i részén a közepes fokú amfibolitfáciesű metamorfózis kora amfibolon mért K/Ar kor szerint $93,5 \pm 5,6$ M év. A metamorfózist retrográd folyamatok és kiemelkedés követi, amelynek korát a muszkoviton mért, $87,4 \pm 1,0$ M év Ar/Ar plató kor mutatja. (iii) A muszkovit záródásának utolsó fázisában a kőzetben többlet Ar jelent meg, ami az Ar/Ar korspektrum alacsony hőmérséklethez tartozó korát növelte. (iv) A Hont-1 fúrás környéke korábban, már az alsó-krétában kiemelkedett, a muszkoviton mért plató kor ($113,9 \pm 0,8$ M év) a metamorfózist követő lehűlés első fázisának korát mutatja. (v) A Hont-1 fúrás területén az alacsony hőmérsékletekhez fiatalabb kor ($41,4 \pm 3,1$ M év) tartozik, ezt a fiatalodást vagy a miocén vulkáni működés, vagy egy fiatal tektonikai hatás idézte elő. Kormeghatározásainkat Frank és társai (1987), Dallmeyer és társai (1998), Müller és társai (1999) és Thöni (1999) eredményeivel összehasonlítva valószínűsíthető, hogy a magyarországi Veporidák alpi metamorfózisa az Ausztroalpi terület metamorfózisánál korábban kezdődött és korábban is ért véget.

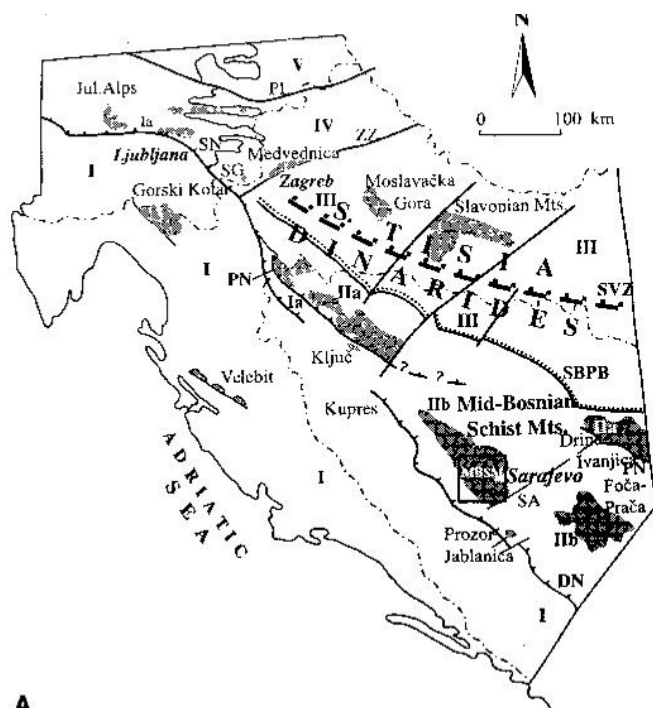
4.4. A Közép-Boszniai-palahegység

Az Alpok — Kárpátok — Dinaridák fejlődésének egyik fontos jellemzője a takarórendszerek kialakulása. A metamorfózist vagy nagyon rövid, vagy hosszabb idő múlva kiemelkedés követi, aminek a kora különböző ásványok datálásával megállapítható. A Dinaridák területén igen kevés adat állott rendelkezésünkre, ez volt az egyik oka a Közép-Boszniai-palahegység (Mid-Bosnian Schist Mts., MBSM) vizsgálatának, amit Jacob Pamić akadémikus vezetésével végeztünk. A kormeghatározások a vártnál is összetettebb metamorf- és szerkezeti fejlődésre utalnak, aminek részleteire a begyűjtött kevés számú minta vizsgálatával csak megközelítő választ sikerült adnunk. A kutatás még a 90-es években kezdődött, amikor az ismételt mintavételezést biztonsági szempontok is akadályozták. A későbbi részletesebb vizsgálatokra Pamić professzor váratlan halála miatt nem került sor. Mindezek ellenére a Belső-Dinaridák területén először végeztünk kormeghatározásokat, amelyek a MBSM több metamorf fázisának kimutatására vezettek. Sőt, a hialofán kormeghatározása általános érvényű módszertani felismerésre is vezetett.

4.4.1. A Közép-Bosznia-palahegység földtani felépítése

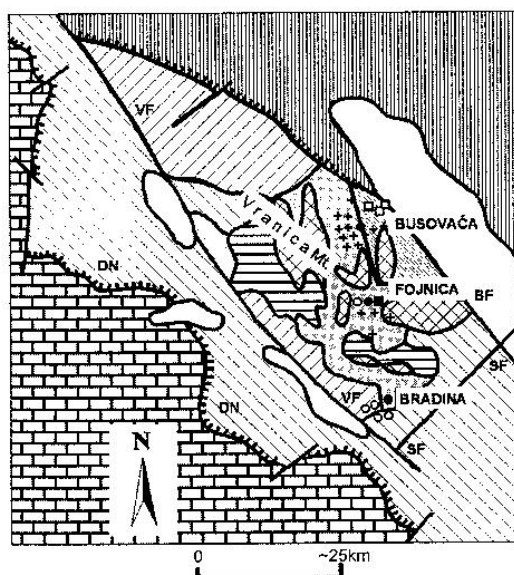
A MBSM paleozoos metamorfitjai kb 3000 km^2 területen találhatók a Durmitori-takaró ÉNy-i részén. Többnyire variszkuszi és poszt-variszkuszi képződményekből állnak (Živanović

1979, Hrvatović 1996). A Dinaridák és a Tisia érintkezését az 4.4.1. A ábra mutatja, a vizsgált terület földtani vázlata a mintavételi helyekkel a 4.4.1.B ábrán látható.

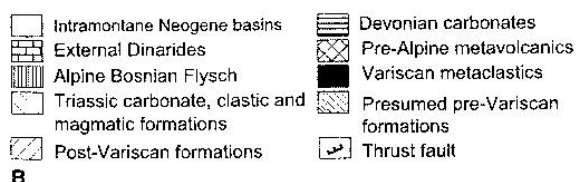


4.4.1. Ábra. A. Dinaridák középső és ÉNy-i, és a Tiszai Egység DNy-i részéről. A paleozoos komplexumokat szürke szín jelzi.

I. Külső-Dinaridák: Ia Száva-takaró ; II. Belső-Dinaridák: IIa Pannóniai-takaró; IIb Durmitori-takaró; III. Pannóniai-takaró a Tisza aljzat felett; IV. Zagorje–Közép-Dunántúli zóna; V. Ausztróalpi domén (Keleti-Alpok): SG: Mt. Samoborska Gora; DN: Durmitori-takaró; PN: Pannóniai-takaró; SN: Száva-takaró; Nagy törésvonalak, vetők: PL: Periadriai lineaments; ZZ: Zágráb-Zemplén; SA: Szarajevo; SVZ: a Dél-Tiszai Egység és a Dinaridák fedett kontaktusa; SBPB: Pannóniai-medence DNy-i határa



B. A Közép-boszniai-palahegység térképészete. Minták helye: karbon: sötét négyzet; perm: üres kör; kréta: üres négyzet; paleogén: kereszt. Nagyobb vetők: BF: Busovača; DN: Durmitori-takaró; SF: Szarajevo; VF: Veljovac



A többnyire variszkuszi hegységnek két eltérő egysége különböztethető meg. Az első márvány, devon platformkarbonátok, dolomitok valamint átkristályosodott mészkövek és dolomitok alkotják (Živanović 1979, Hrvatović 1996). A késő-devon karbonátok fokozatosan mennek át a korai-karbon törmelékes kőzetekből álló második egységbe.

A devon platformkarbonátok folyamatosan települnek a mélytengeri mészköveket és metavulkáni kőzeteket is tartalmazó szilur metaklasztikus kőzeteken. A metaklasztikus kőzeteket főleg különböző palák, fillitek és metahomokkővek alkotják.

A hegység ÉK-i részén, Busovača környékén, egy mindössze néhány km hosszú zóna mentén fillitek és csillámpalák, közbetelepült metavulkanitok, amfibolitok és egy gneisz réteg bukkan a felszínre. Ezek a kőzetek valószínűleg prevariszkusziak és kőzettanilag határozottan különböznek az őket körülvevő variszkuszi kőzetektől.

A szilur-devon metariolitok és a kevésbé gyakori mafikus metavulkáni kőzetek ritkábban szubvulkáni testeket alkotnak, gyakrabban közberétegződnek a metaklasztikus kőzetekkel, s mindkét esetben zöldpalákká vagy amfibolitokká alakultak (Hrvatović 1996). Az alsó-permi üledékekben gyengén elváltozott riolitok és kevés bazalt található.

Az MBSM metamorf kőzeteit gyakran néhány deciméter vastagságú, főleg kvarcból és hialofánból álló alpi erek szelik át (Jurković 1957, Palinkaš és társai 1996).

A MBSM területéről három helyen vettünk mintákat. A hegység ÉNy-i területén, Busovača környékéről (i) amfibolitokkal összerétegződött metaklasztikus kőzeteket, (ii) részben meggyűrt biotit-gneiszeket, (iii) zöldpalává alakuló metariolitokat, végül (iv) hialofán- és kvarctartalmú alpi ereket gyűjtöttünk be.

A hegység középső részén, Fojnica környékén főleg a filliteket és csillámpalákat mintáztuk meg, a legdélkeletibb részen, Bradina környékén pedig egy valószínűleg szilur korú kloritoidpalába és fillitbe benyomuló, zöldpalává alakult diabáz sillból vettünk mintát.

4.4.2. Kormeghatározások és értelmezésük.

A koradatokat a kőzetek ásványos összetételével együtt az 4.4.1. táblázat tartalmazza, a K/Ar korok 4 csoport megkülönböztetését teszik lehetővé.

4.4.1. Táblázat. K/Ar és Ar/Ar korok a Közép-Boszniai-palahegység ásványain és kőzetein.

Minta kód Lelőhely	Kőzettípus és ásványai	Vizsgált anyag	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor M év±σ
				cm ³ STP/g	%	
1) Busovača környéke						
5246 H-O Ivančica-Tisovac	amfibol-kloritpala, klorit, amfibol (hornblende), kvarc, albit, biotit, kalcit, opak ásv.	hornblende	2,02	3,428x10 ⁻⁶	70,8	43,2±1,7
5247 H-1 Ivančica-Tisovac	gneisz albit, csillám, kvarc, kalcit, opak ásv.	fehércsillám	6,59	9,451x10 ⁻⁶	86,5	36,5±1,4
5248 H-4A Ivančica-Tisovac	kloritoid-csillámpala csillám, kvarc, plagioklász, kloritoid, klorit(?)	fehércsillám	5,57	8,479x10 ⁻⁶	87,0	38,8±1,5
3688 Bu-1 Busovača	fillit klorit, fehércsillám, kvarc	teljes kőzet	4,46	6,466x10 ⁻⁶	36,7	36,9±1,8
3652 BER Busovača	kloritoidpala kloritoid, klorit, fehércsillám, kvarc, magnetit	teljes kőzet	3,16	4,800x10 ⁻⁶	84,5	38,6±1,5
5249 K-1 Kozica	csillámpala csillám, kvarc	fehércsillám	5,46	8,512x10 ⁻⁶	69,1	39,7±1,6
5250 K-3 Kozica	gneisz albit, csillám, kvarc, opak ásv.	fehércsillám	8,27	1,201x10 ⁻⁵	80,6	37,0±1,4
5251 K-4 Kozica	gneisz albit, csillám, kvarc	fehércsillám	7,14	1,066x10 ⁻⁵	65,6	38,0±1,5
5252 K-8 Kozica	amfibol-csillámpala csillám, kvarc, albit, aktinolit, klorit	fehércsillám	4,07	5,578x10 ⁻⁶	38,0	34,9±1,4
5253 K-7 ±Kozica	gneisz albit, biotit, kvarc, amfibol, opak ásv.	biotit	6,68	1,547x10 ⁻⁵	79,4	58,6±2,3

4.4.1. Táblázat Folytatás

Minta kód Lelőhely	Kőzettípus és ásványai	Vizsgált anyag	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor M év±σ
				cm ³ STP/g	%	
3648 A-4 Busovača	metariolit kvarc, muszkovit (szericit) alkáli földpát maradványa	teljes kőzet	3,84	1,453x10 ⁻⁵	84,9	94,8±3,6
3649 A-7 Busovača	metariolit kvarc, muszkovit (szericit), alkáli földpát maradánya	teljes kőzet	2,92	1,069x10 ⁻⁵	35,3	91,8±4,7
3650 B-27 Busovača	metariolit kvarc, muszkovit (szericit), alkáli földpát maradánya	teljes kőzet	3,89	1,887x10 ⁻⁵	89,5	120,7±4,6
3728 BT-2 Busovača	kloritoidpala kloritoid, klorit, fehércsillám, kvarc, magnetit	teljes kőzet	3,28	5,544x10 ⁻⁶	62,6	43,0±1,2
3700 C-1 Čemernica	kloritoidpala kloritoid, klorit, fehércsillám, kvarc	teljes kőzet	1,69	3,075x10 ⁻⁶	33,5	46,2±2,4
3662 H Busovača	alpi hialofán ér hialofán, kvarc, muszkovit, albit, karbonát	muszkovit	6,78	1,031x10 ⁻⁵	46,4	38,7±1,6
3616 JUR	hialofán ér	hialofán	Ar/Ar plató kor			31,2±0,3
2) Fojnica környéke						
3654 F-1 Folynica	fillit fehércsillám, klorit, kvarc	teljes kőzet	2,04	2,997x10 ⁻⁵	95,3	343,1±13,0
5244 F-2	csillámpala fehércsillám, kvarc, plagioklász opak ásv., amfibol	fehércsillám	4,90	8,105x10 ⁻⁶	63,0	42,0±1,7
5245 F-3 Fojnica folyó	csillámpala fehércsillám, kvarc, földpát, opak ásv., (hematit?)	fehércsillám	4,26	7,298x10 ⁻⁶	84,5	43,5±1,7

4.4.1. Táblázat Folytatás

Minta kód Lelőhely	Kőzettípus és ásványai	Vizsgált anyag	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor M év±σ
				cm ³ STP/g	%	
3655 F-4 Fojnica	kloritoidpala kloritoid, albit, fehércsillám, kvarc	teljes kőzet	3,84	5,684x10 ⁻⁶	64,9	37,7±1,5
3) Bradina környe						
5242 Br-6 Bradina-Iván-hegy	metadiabáz plagioklász, klorit, fehércsillám, opak ásv., másodlagos kvarc	teljes kőzet	0,869	1,054x10 ⁻⁵	76,9	287,8±11,1
5241 Br-P/2 Bradina-Iván-hegy	ortozöldpala klorit, csillám, albit, kvarc, opak ásv.	teljes kőzet	2,03	2,324x10 ⁻⁵	95,5	268,7±10,2
5240 Br-2 Bradina-Iván-hegy	ortozöldpala klorit, amfibol, csillám, albit, kvarc	amfibol	1,14	1,171x10 ⁻⁵	86,4	247,0±9,5
5243 Br-P/7	metadiabáz plagioklász, klinopiroxén, amfibol, klorit, fehércsillám, opak ásv., másodlagos kvarc	teljes kőzet	1,10	1,089x10 ⁻⁵	85,8	238,4±9,2

A legidősebb kort egy Fojnica környékéről begyűjtött, igen sok fehércsillámot tartalmazó filliten (3654, F-1) mértük. A $343,1 \pm 13,0$ M év a Dinaridák paleozoos kőzetein az elsőként mért variszkuszi kor, vízei termometamorf eseményre utal. A mintagyűjtés nehézségei miatt csak egy mérés áll rendelkezésünkre, ezért a variszkuszi kor megerősítés nélkül egyelőre mint lehetőség értelmezhető.

A második csoportot a Bradina környékéről begyűjtött minták alkotják. Metadiabázon és orthozöldpalán alsó-perm korokat mértünk ($288 \pm 11,1$ M év és $269 \pm 10,2$ M év), mely korok a kőzetre ható esemény minimális koraként értelmezhetők. Valamivel fiatalabb korok adódtak egy orthozöldpalából elválasztott amfibolon és egy metadiabáz mintán ($247 \pm 9,5$ M év és $238 \pm 9,2$ M év). Ezek az adatok már egyértelműen mutatják, hogy a MBSM-ben vannak olyan kőzetek, amelyek K/Ar korát triáznál fiatalabb esemény már nem változtatta meg lényegesen. A kevés és főleg teljes kőzeten készült vizsgálat az események pontosabb korbesorolását még nem teszi lehetővé.

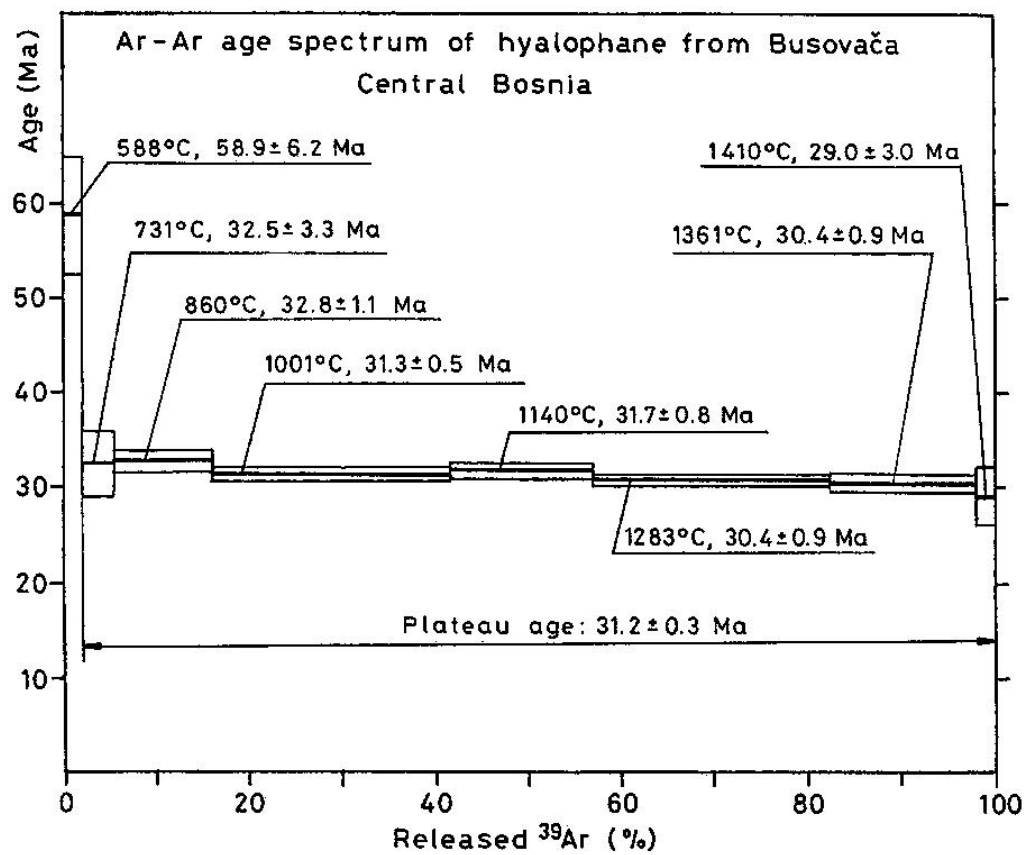
A harmadik csoportot Busovača környékéről begyűjtött metariolitok alkotják, koruk megközelítőleg a 121 - 92 M év kortartományban szór. A 3 metariolit ásványi összetétele hasonló ugyan, de a K-tartalmak különbsége mégis jelez bizonyos különbséget. Emiatt, ha a korok egy idősebb kor fiatalodásával alakultak volna ki, akkor a fiatalodás mértéke bizonyára az ásványi összetétel függvénye lenne. Tekintve, hogy az idősebb kor a második csoport kőzeteinek perm-triász kora lehetne, igen nagyarányú fiatalodást kellene feltételeznünk. Emiatt valószínűbbnek tartom, hogy a korok egy középső-kréta földtani hatás idejét mutatják. Az nem dönthető el, hogy ez a hatás termikus, tektonikai vagy fluidális volt-e? Feltételezésem alátámasztja, hogy a Medvednica hegység (ÉNy-i Dinaridák) metamorf összletén Belák és társai (1995) 122 - 110 M év korokat mértek, emellett a MBSM-től ÉK-re a Drina - Ivanjica paleozoos metamorf összletein Milovanović (1984) 139 - 129 M év korokat mért.

A legtöbb kormeghatározást Busovača környékén, a negyedik csoport kőzetein végeztük, és ezek szolgáltatták vizsgálataink legegységesebb és legértékesebb eredményeit. A fehércsillámok kora a $39,7 \pm 1,6$ – $34,9 \pm 1,4$ M év kortartományban, a teljes kőzetek kora a $46,2 \pm 2,4$ – $36,9 \pm 1,8$ M év kortartományban szór, s ezen eredményekkel összhangban van egy amfibolit-kloritpalából elválasztott hornblendén mért viszonylag idős, $43,2 \pm 1,7$ M év kor is. Megjegyzem, hogy a teljes kőzetek K-tartalma, így K/Ar kora is legnagyobb részben a fehércsillámokhoz kötődik (4.4.1. táblázat). Hasonló korokat mértünk Fojnica környékén is, a 3655 F-3 jelű kloritoid pala $37,7 \pm 1,5$ M év kort adott, két csillámpalából elválasztott

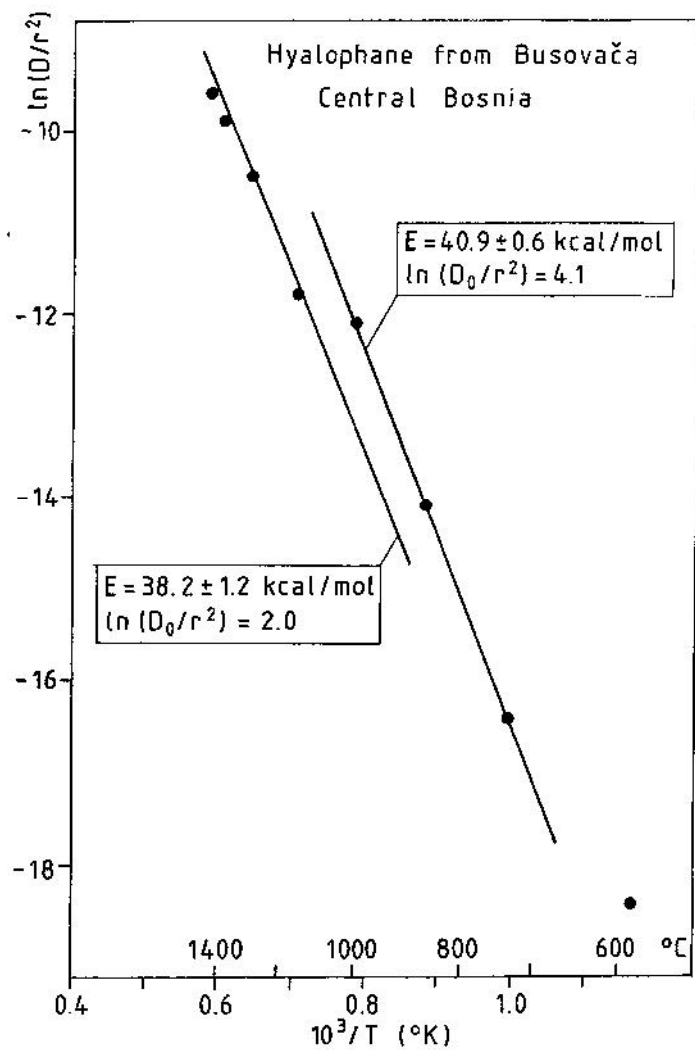
fehércsillámon viszont valamivel idősebb, $42,0 \pm 1,7$ és $43,5 \pm 1,7$ M év korokat mértem. Minthogy Busovača környékén a hornblendén mért kor nem túl sokkal idősebb a fehércsillámon mért koroknál, az amfibolit kora ($43,2 \pm 1,7$ M év) az amfibolitfáciesű metamorfózis koraként, a fehércsillámok kora a metamorfózist követő lehűlés első fázisának koraként értelmezhető.

A lehűlés egy későbbi fázisát sikerült datálnunk a Busovača környékéről begyűjtött 3616 JUR jelű hialofán ér Ar/Ar módszeres mérésével. Az eredményt már 1999-ben bemutattuk (Balogh és társai, 1999), a korszpektrumot tartalmazó közlemény 2004-ben jelent meg (Pamić és társai, 2004). A korszpektrum a $731\text{ }^{\circ}\text{C}$ - $1410\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérséklet-tartományban $31,2 \pm 0,3$ M év plató kort határoz meg (4.4.2. ábra), a ^{39}Ar 98,2 %-a itt távozik el. Az első, $588\text{ }^{\circ}\text{C}$ lépéshez idősebb, $58,9 \pm 6,2$ M év kor tartozik, ami többlet Ar beépülését mutatja a hialofán záródásának legutolsó fázisában. Hasonló jelenséget észleltünk a Sóshartyán-3 fúrásból származó fehércsillám vizsgálatokor. Az Ar/Ar korszpektrumának felvételekor rögzített adatokból megszerkesztettem az Arrhenius-diagramot (4.4.3. ábra), ami sokkal használhatóbbnak látszik a víztartalmú csillámok kigázosításából szerkesztett diagramoknál, amint azt a Soproni-hegység tárgyalásánál látni fogjuk. A pontokhoz 2 majdnem párhuzamos egyenes illeszthető, mindkettőhöz $253\text{ }^{\circ}\text{C}$ záródási hőmérséklet tartozik, ami hibahatáron belül egyezik a földpátokra elfogadott záródási hőmérséklettel ($280 \pm 40\text{ }^{\circ}\text{C}$, Harland és társai 1990). Az Arrhenius-diagramon látható, hogy a diffúziós paraméter $1001\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $1140\text{ }^{\circ}\text{C}$ között kisebb meredekséggel növekszik. Ennek oka, hogy ebben a tartományban a pertites lemezek visszaoldódnak, s ez általában a diffúziós paraméter növekedésére vezet. Összehasonlításképpen az 4.4.4. ábra egy pertites földpát Arrhenius-diagramját mutatja (Harrison és McDougall, 1981). Látható, hogy pertites földpát esetén a diffúziós paraméter a lemezek visszaoldódásakor csökkenhet is, ha a hőmérséklet növekedésének hatását az effektív szemcseméretben bekövetkező növekedés túlkompenzálja.

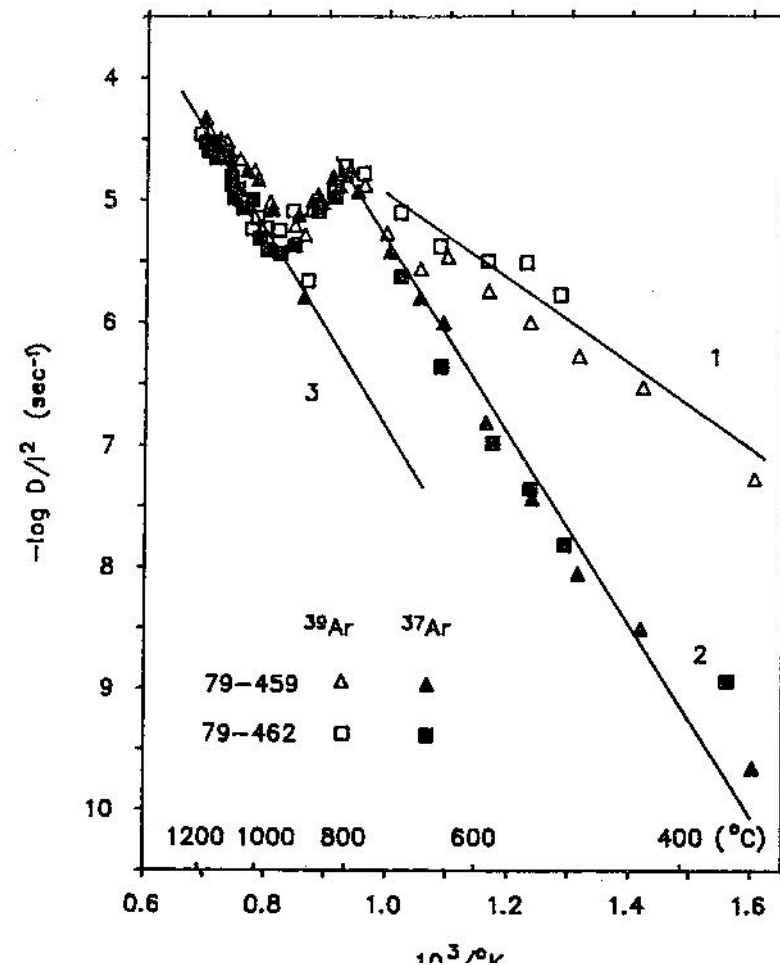
A hialofán vákuumban végzett kigázosításával meghatározott realisztikus záródási hőmérséklet biztató arra nézve, hogy a vízmentes, homogén szerkezetű ásványok (pl. nem pertites földpátok) Ar/Ar kormeghatározásakor felvett adatokból realisztikus záródási hőmérsékletek határozhatók meg. Ennek igen nagy jelentősége lenne a metamorf ásványokon mért K/Ar korok értelmezésekor.



4.4.2. Ábra. Hialofán Ar/Ar korspektruma



4.4.3. Ábra. Hialofán kigázosításának adatai az Arrhenius-diagramban



4.4.4. Ábra. Pertites földpát kigázosodása az Arrhenius-diagramban. Harrison és McDougall (1981)

4.5. A Soproni Kristályospala összlet

A Soproni Kristályospala összlet az Ausztróalpi nagyszerkezeti egységek közül a Fertőmenti nagyszerkezeti egységhez tartozik. A kristályospalákon belül, Kisházi és Ivancsics (1985) felosztását követve a Soproni Csillámpala Formáció (Sopron Micaschist Formation, SMF) és a Soproni Gneisz Formáció (Sopron Gneiss Formation, SGF) különböztethető meg. A Soproni-hegység kristályos alaphegységére vonatkozó, 1990-ig rendelkezésre álló földtani ismereteket megfelelő részletességgel és teljességgel Fülöp (1990) foglalta össze, majd rövidebb összegző munkák születtek Lelkesné Felvári Gyöngyi (1998) és Szederkényi (2001) tollából, a terület általános földtani felépítésével kapcsolatban ezekre a munkákra és az azokban idézett közleményekre támaszkodom.

A kristályospala kronológiai kutatását a 80-as évek végén Dunkl Istvánnal együtt kezdtük el, s elég részletes K/Ar és hasadvány nyom módszeres vizsgálatokat terveztünk. Az első eredményeket néhány év múlva konferencián bemutattuk (Balogh és Dunkl, 1994), majd a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció 16. kongresszusán az Ar/Ar módszeres eredményeket is ismertettük (Balogh és Dunkl, 1998). Bár Sopronban a PANCARDI 2001 konferencia idején már minden Ar módszeres eredményünk (Balogh és Dunkl, 2001) rendelkezésre állt, a kutatásról készült közlemény csak 2005-ben jelent meg (Balogh és Dunkl, 2005). E késés oka a koradatok értelmezésével kapcsolatban felmerült probléma volt: kiderült, hogy a szokásos módon, a szakirodalomban közölt záródási hőmérsékletekre támaszkodva a Soproni-hegységben mért koradatok más vizsgálatok eredményeivel össze nem illő következtetésekre vezetnek. Pontosabban, más szerzők által az alpi metamorfózis P-T feltételeire közölt magas hőmérsékletek (450 °C - 600 °C) nem voltak összhangban azzal a megfigyelésünkkel, hogy a késő-kréta metamorfózis idején a muszkovit K/Ar kora nem nullázódott, a csillámpala biotitja pedig igen kevés, helyenként elhanyagolható mennyiségű radiogén argon elvesztésével élte túl az alpi eseményeket..

Dolgozatomban a soproni kristályospalák ásványain, mindenekelőtt csillámain, Ar módszerrel elért eredményeket foglalom össze az idézett közleményeink alapján, továbbá a muszkovit és biotit kigázosodásának ismertetését követően még visszatérek a "záródási hőmérsékletek" néhány megoldatlan problémájára.

4.5.1. Földtani viszonyok és a kutatás előzményei.

A Soproni-hegység a Keleti-Alpok 500 km hosszú Ausztróalpi takarórendszerének egyik legkeletibb kibukkanása (4.5.1. a-b. ábra, Tollmann 1977), a felszínre bukkanó változatos

ásványos összetételű kristályos formációkat neogén molassz üledékek veszik körül. A Soproni-hegységben az aljzat para- és ortometamorf kőzetekből áll, amelyek az Alsó-Ausztróalpi takarórendszer "Grobgneis" sorozatába illeszthetők. A takaróképződés idején a takaróhatárokon a nyírási zónában lévő kőzetek helyenként leukofillitké alakultak. A posztvariszkuszi metamorf felülbélyegzés foka az egyes tektonikai blokkokban különböző, és gyakran egy blokkon belül is változik. Néhány csillámpalában megmaradtak a variszkuszi és permo-triász metamorfózis idején keletkezett magas hőmérsékletű ásványtársulások (Schuster és társai, 2001), míg ugyanezen kőzetblokkok más részén alpi ásványtársulások alakultak ki. A kristályospalák eltérő csoportosítását javasolta Draganits (1998). Ő az alpi ásványtársulásokat tartalmazó ortogneiszeket és az egységes megjelenésű retrográd csillámpalákat Soproni Sorozat néven foglalta egybe, a prealpi ásványtársulásokat megőrző kőzeteket, többnyire csillámpalákat, Óbrennbergi Kalten Bründl sorozatnak nevezte. Dolgozatomban, az idézett közleményünknek (Balogh és Dunkl, 2005) megfelelően, a Kisházi és Ivancsics (1985) által használt SMF - SGF megkülönböztetést használom.

A SMF-ban a prevariszkuszi - variszkuszi metamorfózis során anadaluzit-sillimanit-biotitpalák képződtek (Lelkes-Felvári és társai, 1984; Kisházi és Ivancsics, 1985; Draganits, 1998), amelyeket a HT/LP perm-triász metamorfózis felülbélyegzett (Schuster és társai, 2001). Az utóbbi esemény P-T feltételeire Draganits (1998) 650 °C-t és 300-500MPa-t állapított meg. A különböző ásványreakciókból Török (1999) az eltérő fokú metamorf események sorozatára következtetett, szerinte a legmagasabb hőmérsékletű ásványtársulás elérte a granulitfácies kezdetét. Az SMF-t néhány helyen alpi HP metamorfózis is érte, amelynek során disztén-kloritoid- és kloritos muszkovitpalák képződtek. Különböző szerzők az alpi, amfibolitfáciesű HP metamorfózis P-T feltételeire ásványi egyensúlyok és oxigén izotópok alapján a következő értékeket adták meg:

450 - 500 °C, 1200 MPa,	Török (1996)
560 ± 30 °C, 1300 MPa,	Demény és társai (1997) (oxigén izotópok alapján)
550 ± 30 °C, 950±150 MPa,	Draganits (1998)
450 - 550 °C, 1300 - 1400 MPa,	Török (1998)
500 - 600 °C, 1300 MPa,	Török (2001)

A terület jellegzetes kőzetei a fehérpalák vagy leukofillitek. Ezek a Mg-gazdag, erősen palásodott, időnként disztén tartalmú leuchtenbergit-muszkovitpalák néhány méter vastag nyírási zónákat alkotnak. Képződésük vitatott. Tekintik őket Mg-gazdag pelites protolitok termékeinek (Lelkes-Felvári és társai, 1982) és tisztán metasomatikus eredetűnek is (Kisházi

és Ivancsics, 1987). Metamorf hőmérsékletüket Prochaska (1991) 460 - 480 °C-ra becsülte, amit Demény és társai (1997) az alpi metamorfózis csúcsértékének tekintettek, míg Török (2001) a retrográd folyamatokkal hozott összefüggésbe.

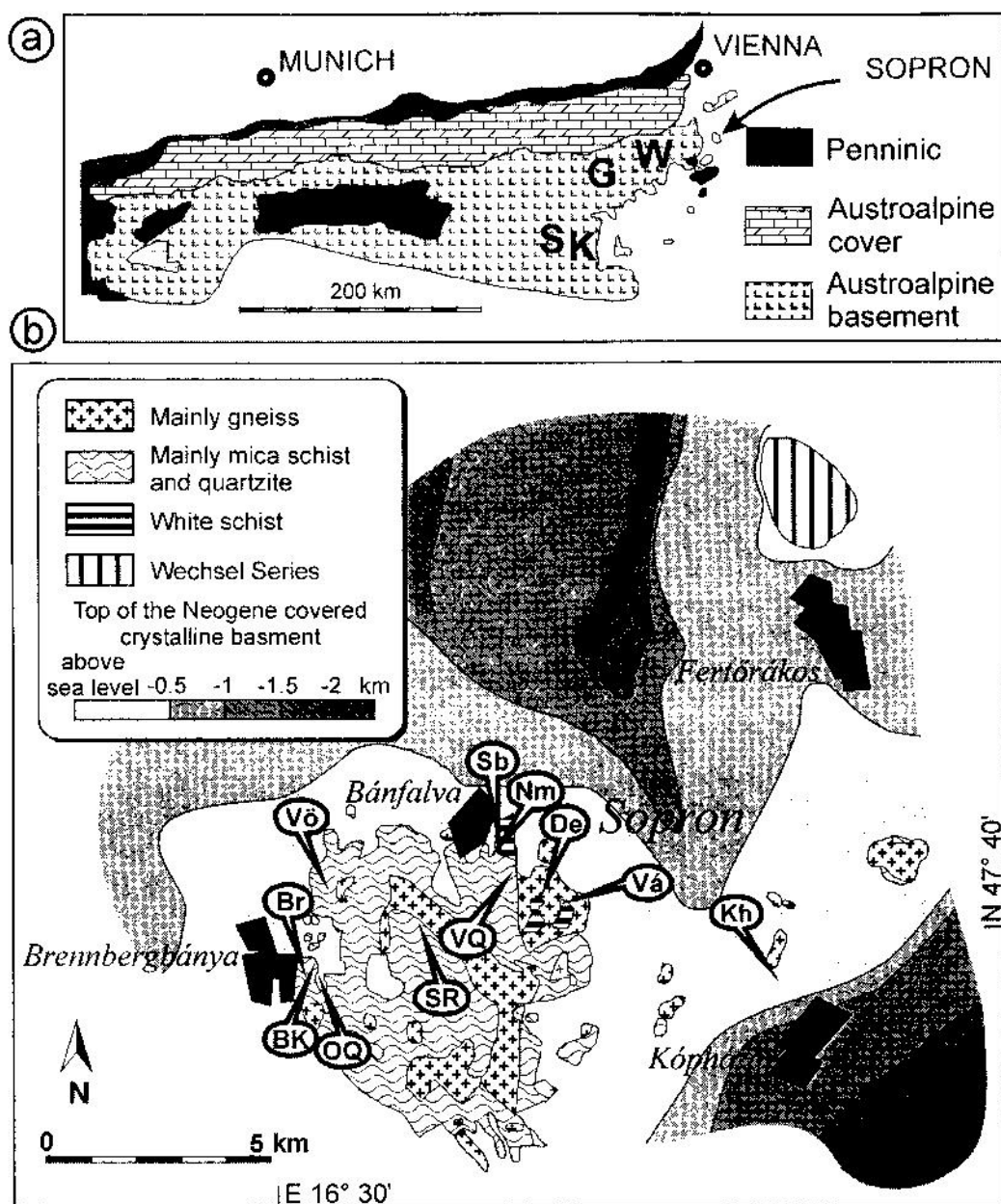
A Soproni-hegységből kevés radiometrikus koradat áll rendelkezésre. Draganits (1996) csillámon mért Rb/Sr és Ar/Ar kororokat közölt a hegység ausztriai részéből, amelyeket a Bécsi Egyetem Geokronológiai Laboratóriumában mért. A Rb/Sr korok 214-től 102 M évig szórtak, a durvább szemcseméretű ásványok kora idősebb volt. Az Ar/Ar teljes kigázosítási korok (ezek felelnek meg a K/Ar kornak) 286-155 M évig terjedtek. Nagy és társai (2002) elektronmikroszondával végzett U-Th-Pb kormeghatározásai a Soproni-hegységben variszkuszi HT metamorfózist jeleznek, míg a konkordia-diszkordia vonalak alsó metszéspontja kb. 80 M év korú foszfát-ásvány képződésére utal. A Fertőrákos-1004 fúrás, a Wechsel-sorozathoz tartozó metamorfítokat tárt fel. A csillámokon mért Ar/Ar korok (Frank és társai, 1996) a 220-170 M év kortartományban szórtak. A nagy szórást a szerzők különböző mennyiségű többlet Ar beépülésével magyarázták a takaró áttolódás idején. Megjegyzem, a takaróáttolódás idején képződött ásványok kora volt a fiatalabb. A fertőrákosi dombok kristályos kőzetein meghatározott hasadvány nyom korok cirkonon ill. apatiton mérve a 62 - 54 M év, ill. 46-41 M év intervallumban szórnak (Frank és társai, 1996).

Müller és társai (1999) a Wechsel kristályos egységén (4.5.1.a. ábra) egyaránt mértek variszkuszi és alpi korokat (375-270 M év és 90-80 M év), s arra következtettek, hogy az alpi, zöldpalafaciesű metamorfózis során új ásványok csak az egyes nyírási sávok mentén képződtek, a sávok környezetében a kevésbé deformált polimetamorf kőzetek variszkuszi korát a posztvariszkuszi események nem érintették. Az Ausztróalpi aljzat keleti részén a perm metamorfózisra először Berka és társai (1998) utaltak, majd a permo-triász HT/LP metamorf esemény (270-240 M év) jelentőségét Schuster és társai (2001) a Sm/Nd, Rb/Sr és Ar/Ar módszerek alkalmazásával egyaránt kimutatták; ez a metamorf fázis a Soproni-hegység környezetében is sok helyen jelentkezik.

Dallmeyer és társai (1998) a késő-kréta kompresszió idején történt áttolódások rekonstrukcióját és részletes datálását kísérelték meg. Erősen deformált áttolódási síkok mentén vizsgálták az egész Ausztróalpi területet, s megállapításuk szerint a zöldpalafaciesű metamorfózishoz köthető alpi korok (100-70 M év) csak az elnyíródási zónákban észlelhetők. Látható, hogy az alpi metamorfózis az egyes Ausztróalpi egységek területén jelentős időbeli eltolódással jelentkezik, továbbá az alpi metamorfózis fokát és kimutathatóságának nyírási

felületekhez kötött jellegét tekintve Dallmeyer és társainak (1998) másrésről Müller és társainak (1999) véleménye igen közel áll egymáshoz.

Az Ausztróalpi területen mért radiometrikus korokról összefoglaló dolgozatot közöltek Frank és társai (1987), valamint a Keleti-Alpokról Thöni (1999).



4.5.1. Ábra. Térképázlat a Soproni-hegységről Fülöp (1990) után. (a) Helyzete a Keleti-Alpokban. S: Saualpok; K: Koralpok; W: Wechsel; G: Gleinalm; (b) A Soproni-hegység a vizsgált helyekkel. BK: Brennberg, Kovács-árok; OQ: Oromvégi kőfejtő Br: Brennberg Vö: Vöröshíd; Sb: Bánfalva; Nm: Nádormagaslat; Vá: Váris Kh: Kópháza; VQ: Vashegyi kőfejtő

4.5.1. Táblázat. A Soproni - hegység kristályos paláinak ásványain mért K/Ar korok

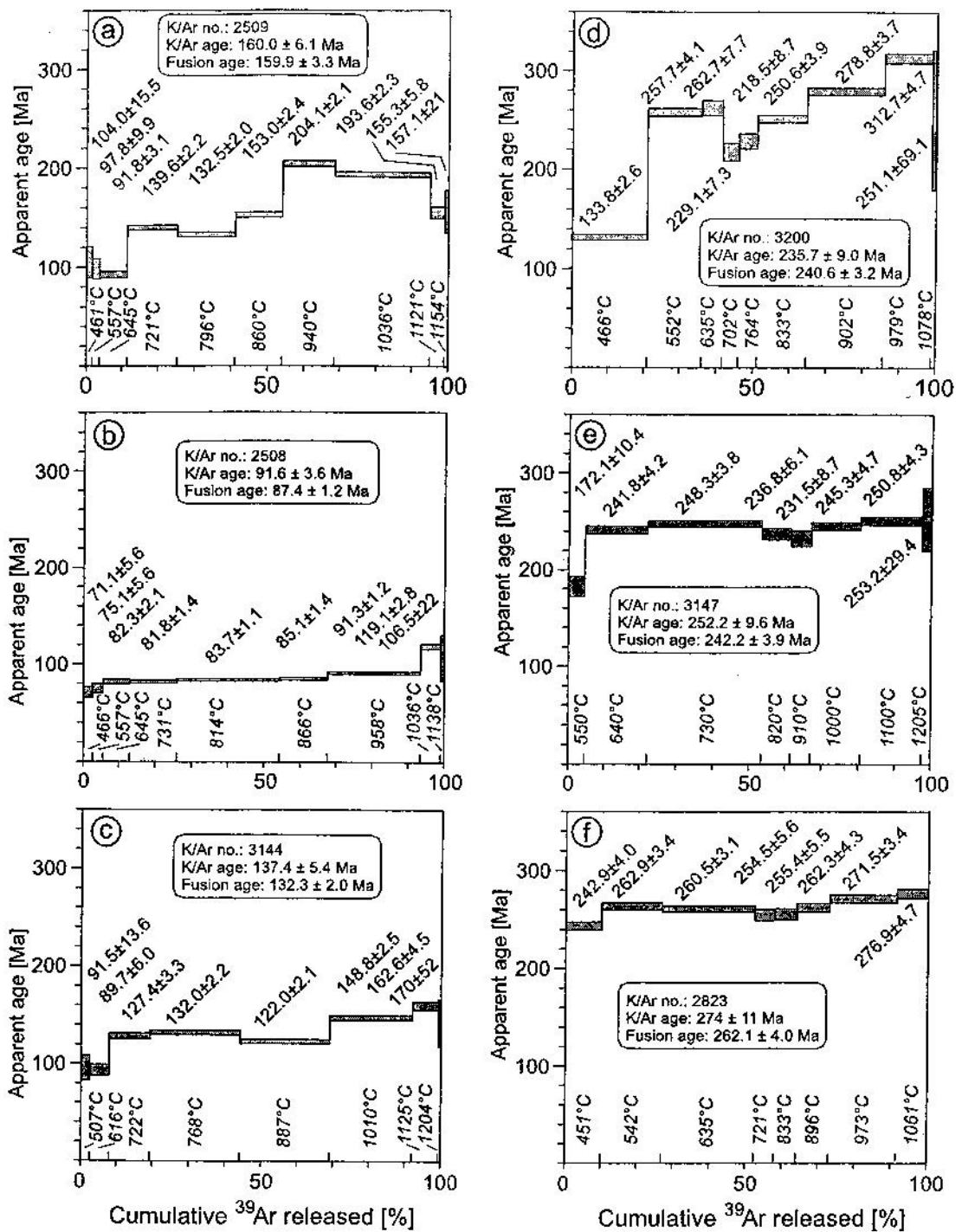
Code	Lithology	Phase	Fraction [μm/A]	K [wt %]	40Ar(rad) [10 ⁻⁵ ccSTP/g]	40Ar(atm)	40Ar(rad) [%]	Age ± 1s [Ma]
Nádormagaslat (Nm)								
2513, Nm-1	Gneiss	W. M.	315-630	8.65	5.45	0.266	95.3	155.0 ± 5.2
2514, Nm-2	Gneiss	W. M.	160-200	7.82	2.81	1.453	64.6	90.1 ± 3.6
	Gneiss	W. M.	315-630	8.68	4.61	0.591	88.6	131.7 ± 5.0
2515, Nm-3	Gneiss	W. M.	200-315	7.97	3.24	1.093	74.8	101.7 ± 3.9
	Gneiss	Fp	80-160	3.38	1.14	0.287	79.9	84.6 ± 3.3
2516, Nm-4	Gneiss	W. M.	315-630	8.86	4.95	0.564	89.8	138.5 ± 5.3
Váris (Vá)								
2613, Vá-1	Gneiss	Bi	80-160	7.17	2.5	2.255	52.5	87.5 ± 3.7
	Gneiss	Bi	315-630	7.40	2.23	2.08	52.8	79.1 ± 3.3
2508, Vá-1	Gneiss	W. M.	315-630	8.42	3.95	1.667	70.3	117.0 ± 4.5
	Gneiss	W. M.	80-160	8.48	3.09	1.33	69.9	91.6 ± 3.6
2509, Vá-2	Gneiss	W. M.	315-630	8.10	5.25	0.629	89.3	160.0 ± 6.1
2510, Vá-3	Gneiss	W. M.	315-630	8.64	3.77	0.496	88.3	109.1 ± 4.2
2511, Vá-4	Gneiss	W. M.	315-630	8.50	4.96	1.439	77.5	144.2 ± 5.5
2610, Vá-4	Gneiss	Bi	315-630	7.29	2.27	0.972	70.0	78.5 ± 3.3
2512, Vá-5	Gneiss	W. M.	315-630	8.43	3.97	0.266	93.7	117.4 ± 4.5
	Gneiss	Bi	315-630	7.15	2.9	0.765	79.1	101.6 ± 3.9
	Gneiss	Bi	63-315	7.25	2.98	1.019	74.5	102.8 ± 4.0
2819, Vá-6	Gneiss	Fp	100-200	11.23	4.66	0.423	91.7	103.8 ± 3.9
2517, Vá-7	Gneiss	Bi	315-630	6.82	2.43	2.423	50.1	89.6 ± 3.8
Vöröshíd (Vö)								
2615	quartz-vein	W.R.		0.02	0.38	0.204	65.1	2365
Kópháza (Kh)								
2821, Kh/2	Gneiss	Fp	80-160	10.23	3.65	0.369	90.8	89.7 ± 3.4
Kh/3		Fp	80-160	1.67	0.85	0.168	83.5	125.2 ± 4.8
Kh/7		W. M.	80-160/1A	8.89	3.1	0.227	93.2	87.9 ± 3.3
Kh/8		W. M.	80-160/1.1A	8.65	3.01	0.05	98.4	87.4 ± 3.3
Kh/9		W. M.	80-160/1.2A	7.12	2.55	0.056	97.9	90.1 ± 3.4
2822, Kh/4	Gneiss	Fp	70-180	0.77	0.647	0.547	54.2	205.0 ± 9.0
Kh/5		Fp	70-180	0.64	0.686	0.139	83.2	258.0 ± 10.0
Kh/6		W. M.	70-180	6.02	2.03	0.225	90.0	84.7 ± 3.2
Halászsárd (Ha)								
2518	Gneiss	Bi		6.08	4.541		58.9	182.7 ± 7.5
Vashegy quarry (VQ)								
3144	Leucophyllite	W. M.	63-100	7.19	2.186		88.1	76.6 ± 2.9
		W. M.	500-630	7.67	4.39		94.4	137.4 ± 5.4
3146	Gneiss	W. M.	200-630	6.92	2.287		93.6	83.1 ± 3.2
		W. M.	500-630	9.81	4.099		94.5	104.4 ± 4.0
		Fp	200-630	1.26	0.429		58.7	85.7 ± 3.5

4.5.1. Táblázat. Folytatás

Code	Lithology	Phase	Fraction [μm/A]	K [wt%]	40Ar(rad) [10 ⁻⁵ ccSTP/g]	40Ar(atm)	40Ar(rad) [%]	Age ± 1s [Ma]
Oromvég quarry (OQ)								
3198, SO94-2	Tectonite	W.M.	56-100	4.19	1.977		50.8	117.5 ± 5.0
3199, SO94-3	Tectonite	W. M.	>500	8.29	6.005		83.5	177.3 ± 6.7
3200, SO94-4	Ky-Cld-Ms	Bi	250-160	5.46	5.957		90.6	260.9 ± 9.9
		Bi	100-160	5.06	4.952		89.1	235.7 ± 9.0
		W. M.	63-100	3.69	1.481		52.4	100.5 ± 4.2
		W. M.	160-250	3.30	1.499		27.2	113.2 ± 6.6
Brennberg, Kovács- trench (Br)								
2823	And-Sil-Bi	W. M.	70-315	4.68	2.61		85.4	138.4 ± 5.3
		Bi	70-160	7.36	8.4	0.669	92.6	272.0 ± 10.0
		Bi	160-315	7.44	8.55	1.055	89.0	274.0 ± 11.0
3147	And-Sil-Bi	Bi	125-200	7.46	7.849	0.196	97.5	252.2 ± 9.6
		W. M.	125-200	5.74	2.221		84.0	96.9 ± 3.7
Brennberg, side valley of Kovács-trench (BK)								
3148	Granite	W. M.	315-630	5.25	2.455		86.3	116.5 ± 4.4
		Bi	63-200	5.67	4.667	0.76	86.0	200.2 ± 7.6
3149	Bi	Bi	125-315	6.78	9.225	0.384	96.0	319.7 ± 12.1
3197, SO94-1	Gar-Bi	Bi	63-100	5.60	7.851	0.396	95.2	328.5 ± 12.5
		Bi	160-250	6.47	8.79	0.662	93.0	319.5 ± 12.1
		W. M.	63-100	5.96	2.493		85.7	104.5 ± 4.0
		W. M.	250-630	6.78	2.589		25.5	95.6 ± 5.8
Sopronbánfalva (Sb)								
2532	Leucophyllite	W. M.	70-160	6.69	2.16	0.148	93.6	81.1 ± 3.1

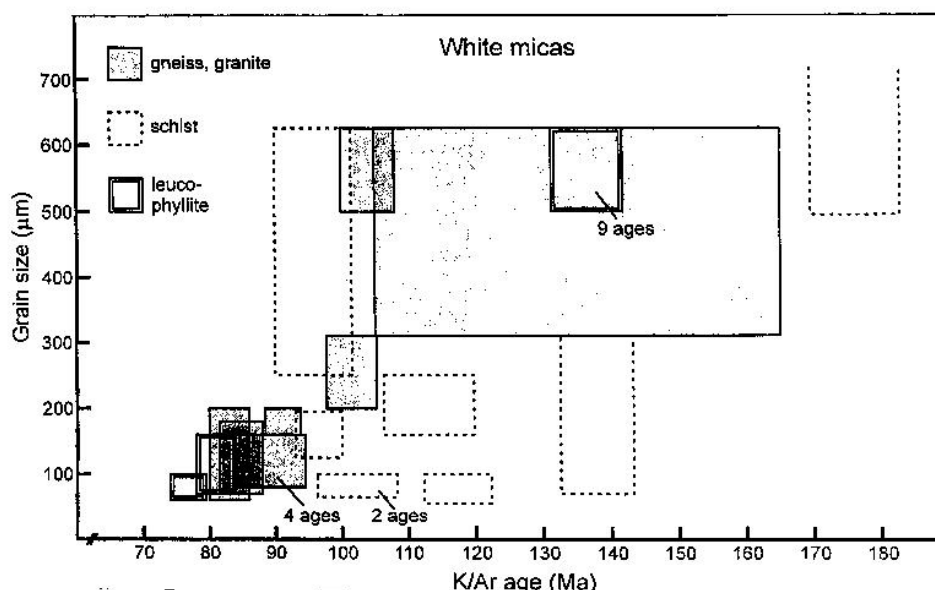
4.5.2. Ar módszeres kronológiai vizsgálatok

A Soproni-hegység kőzetein 52 K/Ar és 6 Ar/Ar kormeghatározást végeztem fehér-csillámon, biotiton és földpáton. Az eredményeket 2001-ben mutattuk be (Balogh és Dunkl, 2001), majd a fontosabbnak ítélt, csillámokon mért eredményeket 2005-ben közzétettük (Balogh és Dunkl, 2005). A mintavételi helyeket a 4.5.1. ábrán tüntettük fel, a K/Ar koradatokat a 4.5.1. táblázat tartalmazza, a 6 Ar/Ar korszpektrum a 4.5.2. a-f ábrán látható.



4.5.2. Ábra. A soproni kristályospalákból elválasztott fehér csillámok és biotitok Ar/Ar korszpektrumai

A Soproni Gneisz Formáció (SGF). A SGF-ban a fehér csillám két generációja fordul elő. Az idősebb durva szemcsés (< 5 mm) változat muszkovit, a finomabb szemcsés csillám fengit, s a nagyobb muszkovit szemcsék peremi része is gyakran fengitesedett. Török (1996) szerint a muszkovit magmás eredetű, a fengit pedig az alpi metamorfózis során képződött. A SGF kőzeteiben a fehér csillámokon mért K/Ar korok a 160 - 76,6 M év tartományban szórnak. A legfiatalabb kort ($76,6 \pm 2,9$ M év) a leucofillitből elválasztott finomszemcsés fehér csillámon mértem, a gneiszen mért legfiatalabb fehér csillám kor $84,6 \pm 3,3$ M év.



4.5.3. Ábra. A Soproni kristálpalák fehér csillámainak kor-szemcseméret összefüggése

A 4.5.3. ábra a fehér csillámok szemcseméretének és K/Ar korának kapcsolatát mutatja. A 4.5.3. ábrán jól látható, hogy a finomabb szemcseméretű fiatalabb korok tartoznak, összhangban azzal a megfigyeléssel, hogy a fehér csillámok fiatalabb generációjának finomabb a szemcsemérete. Minthogy a szemcsék nem monomineralikusak, a fengit tényleges kora a legfiatalabb K/Ar kornál fiatalabb, a muszkovit kora pedig a legidősebb K/Ar kornál idősebb kell legyen. Emellett a fengit záródási hőmérséklete valamivel alacsonyabb a muszkoviténál (Wijbrans és McDougall 1986), ezért, ha a záródási hőmérsékleténél magasabb hőmérsékleten keletkezett, akkor a K/Ar kora lehet fiatalabb a vele egykorú muszkoviténál, illetve az alpi felülbélyegzés valamivel jobban fiatalíthatja a fengit korát. Az idősebb muszkovit koroknak kétféle értelmezése lehet: (i) az idős muszkovit az alpi események során csak részben vesztette el radiogén Ar tartalmát, vagy pedig (ii) a muszkovitba többlet Ar épült be a takaróképződés

idején. Az utóbbi változat megválaszolatlanul hagyja azt a kérdést, hogy ha a takarószerkezet képződése idején az ásványok részleges átkristályosodása többlet Ar jelenlétében történt, akkor miért nem épült be a többlet Ar az akkor képződő fengitbe? Emiatt az (i) lehetőséget tartom valószínűbbnek, s a fehércsillámokon mért korokat az alpi tektonotermális események idején részben fiatalodott keverék koroknak tekintem.

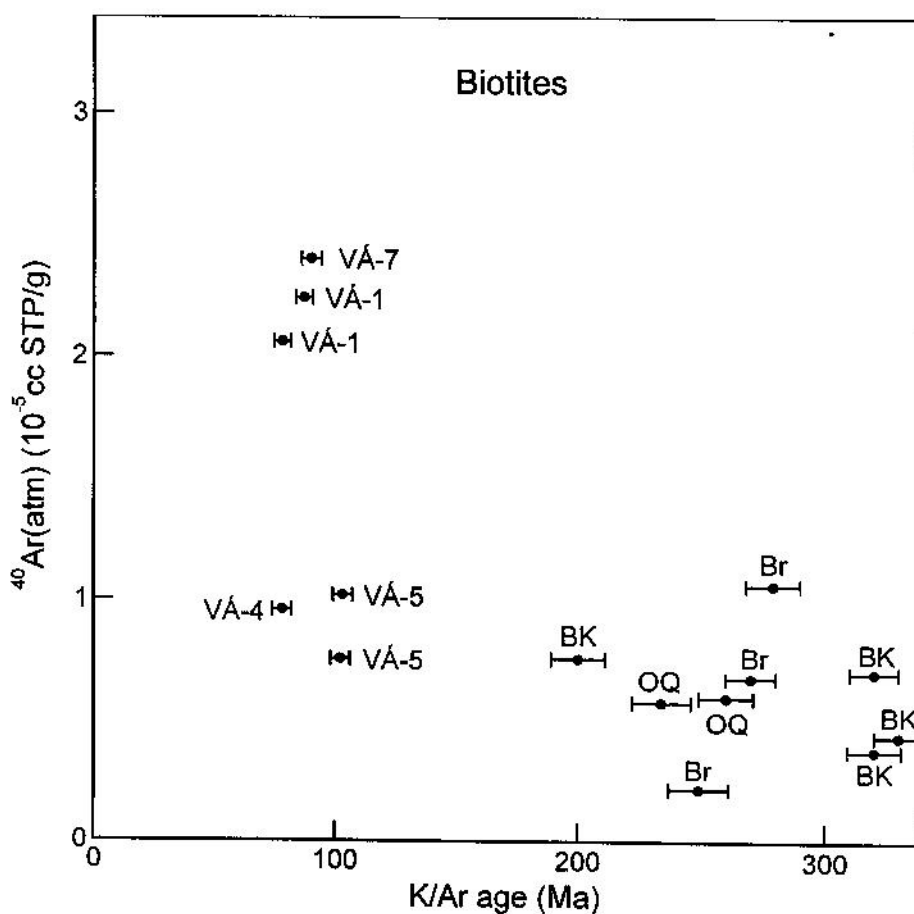
A fehércsillámokon mért K/Ar korok pontosabb jelentésének tisztázása céljából Ar/Ar kormeghatározásokat is végeztem. A Várisi kőfejtőből származó durvaszemcsés fehércsillám (2509 sz., 4.5.2.a ábra) korspektrumában a legidősebb korok a magasabb hőmérsékletekhez tartozó $204,1 \pm 2,1$ M év (940 °C) és $193,6 \pm 2,3$ M év (1036 °C) értékek. Ezek a muszkovit K/Ar rendszerét teljesen nullára állító utolsó földtani esemény minimális koraként értelmezhetők.

A fiatalabb kor, vagyis a fengit képződésére vezető alpi hatás idejének pontosabb megállapítását a Várisi kőfejtőből származó, 2508. sz., finomabb, 80 - 160 μ m szemcseméretű, fengitet nagyobb koncentrációban tartalmazó fehércsillám Ar/Ar kormeghatározásával kíséreltem meg. A korspektrumot a 4.5.2.b ábra mutatja, a legfiatalabb két kor a legalacsonyabb hőmérsékletekhez tartozik (466 °C: $71,1 \pm 5,6$ M év; 557 °C: $75,1 \pm 5,6$ M év). Ezek az értékek, várakozásainknak megfelelően, fiatalabbak a gneisz fehércsillámain mért legfiatalabb K/Ar kornál ($84,7 \pm 3,2$ M év), de hibahatáron belül egyeznek a Vashegyi kőfejtő leukofillitjéből elválasztott finomabb szemcseméretű fehércsillámon (3144 sz., 63 - 100 μ m) mért korról ($76,6 \pm 2,9$ M év). Ez azt mutatja, hogy a fengitesedés korát elég jól közelíti a leukofillitből elválasztott finomszemcsés fehércsillám kora, vagyis az általunk mért minta csak nagyon kevés idősebb muszkovitot tartalmazhatott. Ugyanezen korspektrum minden koradata $\leq 119,1 \pm 2,8$ M év, teljesen összhangban azzal, hogy a finomszemcsés fehércsillámban nagyobb a fengit részaránya, de jelezve egyúttal az idősebb muszkovit jelenlétét is.

A harmadik Ar/Ar korspektrumot a 3144 sz., Vashegyi kőfejtőből származó leukofillitből elválasztott durvaszemcsés fehércsillámon határoztam meg. Az értékelhető korok $162,6 \pm 4,5$ M évtől $89,7 \pm 6,0$ M évig terjednek. Az előző adatok fényében minden kor keverék kor. E spektrum megerősíti a K/Ar kor által is jelzett információt, hogy a leukofillit durvaszemcsés fehércsilláma a takaróképződés idején jobban fiatalodott a 2509 sz. gneisz fehércsillámánál, de lényegesebb ennél, hogy a legnagyobb tektonikai igénybevételnek kitett leukofillit K/Ar rendszere sem nyitódott teljesen a takaróképződés idején.

Biotit korokat a Várisi kőfejtő kőzetein határoztam meg, minthogy a Nádormagaslat és Kópháza kőfejtőiben a gneisz nem tartalmaz biotitot. A K/Ar korok 102,8 M évtől 78,5 M évig

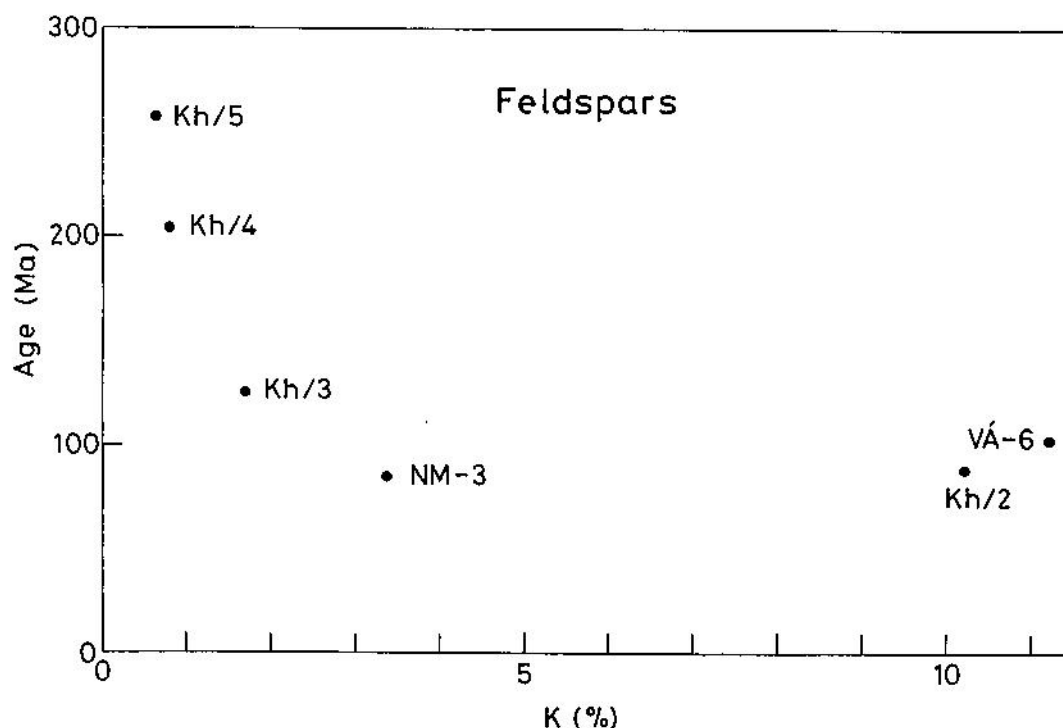
terjednek. A szórás oka lehet (i) részleges Ar veszteség az alpi események idején, vagy (ii) többlet Ar beépülése. Az ásványok a többlet Ar-t kristályosodásuk során vagy után a környezetük fluidum és/vagy gáz atmoszférájából veszik fel, mindig valamennyi atmoszférikus Ar-nal együtt. Emiatt várható, hogy a többlet Ar és atmoszférikus Ar korrelál. Amennyiben eltérő koncentrációjú többlet Ar beépülése okozná a korok szórását, akkor az idősebb korok a nagyobb atmoszférikus Ar-tartalmú kőzeteken jelentkeznének, mert a többlet Ar csak a mindenütt jelenlévő atmoszférikus Ar-nal együtt épülhet be. Ezt a jelenséget a bazaltok tárgyalásánál részletesebben elemzem.



4.5.4. Ábra. Biotitok Ar(atm) tartalma koruk függvényében a Soproni kristálypalákban

A 4.5.4. ábrán látható, hogy a K/Ar kor nem korrelál az Ar(atm) tartalommal, ez a (i) lehetőség mellett szól. A biotit korok a fehércsillám koroknál kevésbé szórnak és általában fiatalabbak. Ez a biotit alacsonyabb záródási hőmérsékletével magyarázható, mert ebben az esetben azonos hőmérsékleten a biotit jobban kigázósodik. Ebből viszont az is megállapítható, hogy a csillámok Ar-leadása hőhatásra történt, ugyanis ekkor idősebb a fehércsillám kora a biotiténál (Kulp és Engels 1963). A legfiatalabb biotit ($78,5 \pm 3,3$ M év) és fehércsillám

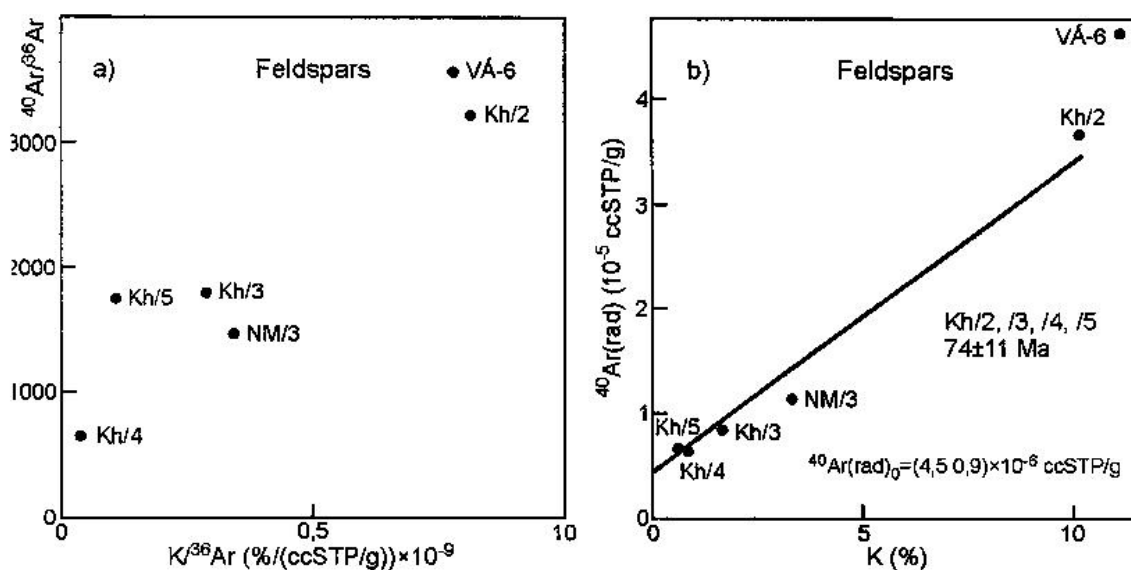
($84,7 \pm 3,2$ M év) korok viszonya is jól magyarázható az alpi metamorfózis idején a muszkovitban részlegesen megőrződött argonnal. A legerősebben tektonizált 3144. sz. leukofillit finomszemcsés fehércsillámának kora ($76,6 \pm 2,9$ M év) viszont hibahatáron belül egyezik a legfiatalabb biotit korral. Ez az egyezés arra utal, hogy a takaróképződés idején a biotit radiogén Ar tartalma döntő részben felszabadult.



4.5.5.Ábra. A kor függése a K-tartalomtól a Soproni-hegység gneiszeinek földpátjain

Földpátok K/Ar korát a Nádormagaslat-3 és a Váris-6 jelű gneiszekből szeparált ásványokon, továbbá a kópházai kőfejtő durvaszemcsés gneiszének szürke ill. fehér változatából elválasztott Kh-2, -3 illetve Kh-4, -5 jelű frakcióin határoztam meg. Az eredmények 258 ± 10 M évtől $84,6 \pm 3,3$ M évig szórnak. A kor és a K-tartalom között negatív korreláció figyelhető meg (4.5.5. ábra), ilyen esetben mindig felmerül a többlet Ar jelenlétének lehetősége. Emiatt célszerű megvizsgálnunk a minták jellemző pontjainak elhelyezkedését az izokron diagramokon. A $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ diagramban (4.5.6.a ábra) a pontok rendszertelenül helyezkednek el (vagyis a rendszer záródásakor a földpátok Ar izotópösszetétele nem volt azonos), a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ - K diagramban viszont (4.5.6.b ábra), ha nem is tökéletes az illeszkedés, de jól látható a pozitív korreláció. Ez arra utal, hogy a K/Ar rendszer záródásakor a földpátokba hasonló koncentrációjú többlet Ar épült be. A kópházai gneiszek földpátjaira illesztett egyenes 74 ± 11 M év formális izokron kort határoz meg. E koradatnak, nagy hibája

miatt, elsősorban azért érdemes jelentőséget tulajdonítanunk, mert igen közel áll a biotiton és a leukofilliten mért legfiatalabb K/Ar korokhoz és a 2508. sz. mintán felvett korszpektrum két legalacsonyabb hőmérsékletén meghatározott korértékekhez. Tehát most nem a bizonytalan "izokron kor"-ból következtetünk az esemény idejére, hanem a csillámokon mért korokhoz hasonló "izokron kor"-ból látjuk, hogy az izokron kor számításához szükséges feltételek (hasonló koncentrációjú többlet Ar beépülése minden földpátba) a kópházai kőfejtő földpátjaira megközelítően teljesültek.



4.5.6. Ábra. A Soproni-hegység gneiszeinek földpátjai az izokron diagramokon

Mindezek alapján a takaróképződéssel és a muszkovit fengitesedésével kapcsolatos metamorfózis korára a 76 - 71 M év kortartományt tartom a legvalószínűbbnek. Az Ausztróalpi területeken belül a Soproni-hegység alpi takaróképződése a legfiatalabbak közé tartozik.

A Soproni Csillámpala Formáció (SMF). A csillámpalákon mért korokat az 4.5.1. táblázat tartalmazza, a 3 biotit mintán felvett Ar/Ar korszpektrum az 4.5.2.d-f ábrán látható. A datált metamorf kőzetek ásványos összetétele változatos képet mutat. A gránátos-biotitpalák, andaluzit-szillimanit-biotitpalák és disztén-kloritoid-muszkovitpalák biotitjainak K/Ar kora 328 M év és 200 M év között szór, a legfiatalabb kort egy gránit telér biotitján mértük. A parametamorf kőzetekben a biotit K/Ar kora lényegesen idősebb, mint az ortogneiszokban. A mért korok nem függenek sem a K-tartalomtól, sem a szemcsemérettől (4.5.1. táblázat).

A SMF kőzetein a biotit korok lényegesen idősebbek a fehércsillámokon mért koroknál. Emiatt gondosan meg kell vizsgálnunk a többlet Ar jelenlétének lehetőségét a biotitokban. Kulp és Engels (1963) megmutatta, hogy kationcserés folyamatok jobban fiatalítják a Rb/Sr mint K/Ar korokat. Ezért a Rb/Sr kornál idősebb K/Ar kor semmiképpen nem bizonyítja a többlet Ar jelenlétét, hanem kationcserével kapcsolatos elváltozásra utal. A kor és az atmoszférikus Ar összefüggését mutató 4.5.5. ábrán a SGF biotitjait is feltüntettem. Látható, hogy a csillámpalák biotitjának alacsony az Ar(atm) koncentrációja. Ezen megfontolások alapján a legidősebb K/Ar korokat (328,5 - 319,5 M év) az andaluzit-szillimanit-biotitpalákat ért variszkuszi metamorfózis minimális korának, de a tényleges kor jó közelítésének tartom.

A SMF biotitjain mért legidősebb K/Ar korok igen közel vannak a monaciton mért U-Th-Pb korokhoz (Nagy és társai 2002, 310 ± 34 M év és 296 ± 41 M év), valamint a Frank és társai (1996) által közölt, a Fertőrákos-1004 fúrásban elért gneiszből elválasztott muszkovit Rb/Sr módszerrel mért 339 ± 12 M év korához. A legidősebb K/Ar korok így összhangban vannak a terület metamorf történetére más módszerekkel meghatározott korértékekkel, azokat megerősítik.

A SMF biotitjain végzett Ar/Ar kormeghatározásaink célja a variszkuszi metamorfózis utáni események, elsősorban az alpi metamorfózis idejére vonatkozó ismeretek szerzése volt; ennek vizsgálatára részben megfiatalodott biotitokat választottam.

Alpi felülbélyegzést az Oromvégi kőfejtőben megmintázott disztén-kloritoid-muszkovitpala mutatott (4.5.2.d ábra). A legalacsonyabb ($466\text{ }^{\circ}\text{C}$) hőmérsékleten felszabadult Ar $133,8 \pm 2,6$ M év kort jelez. Minthogy az első lépésben az Ar jelentős része eltávozott, a korszpektrum elméletileg várható alakja alapján az utóhatás ideje fiatalabb, akár késő-kréta is lehet. A legidősebb, még megfelelő pontosságú kor $312,7 \pm 4,7$ M év, egészen közel van a Kovács-árok oldalvölgyében feltárt gránátos biotitpalákon mért legidősebb biotit korokhoz. A $702 - 764\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál mutatkozó két fiatalabb kortól eltekintve (ezek értelmezésére még visszatérek) az $522 - 830\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérséklet tartományban hasonló korokat mértem ($250,6 - 262,7$ M év). Ezek alapján az Oromvégi kőfejtő 3200 sz. biotitja a perm-triász határ közelében lejátszódó metamorfózis során radiogén Ar tartalmának legnagyobb részét elvesztette, majd az alpi, kevésbé intenzív események idején, valószínűleg a késő-krétában, az időközben felhalmozódott radiogén Ar-nak csak csekély része távozott el. Látható még, hogy az Oromvégi kőfejtőben az Ar viszonylag alacsony hőmérsékleten távozik el a biotitból. Ennek oka az erős tektonikai hatásra kialakult kisebb effektív szemcseméret vagy a diffúziós állandót megnövelő több rácshiba lehet.

A Kovács-árok andalúzit-szillimanit-biotitpalájából két minta biotitján vettem fel az Ar/Ar korszpektrumot. A 3147 sz. biotit korszpektruma (4.5.2.e ábra) a legmagasabb hőmérsékleten is csak a perm-triász határ közelébe eső kort mutat ($250,8 \pm 4,3$ M év), s a $640\text{ }^{\circ}\text{C}$ -tól $1100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ig terjedő hőmérséklet-tartományban (eltekintve 2 fiatalabb kortól) a $241,8 \pm 4,2$ M év - $250,8 \pm 4,3$ M év kortartományban szór. Ez jó közelítéssel plató kor. Azt mutatja, hogy a perm-triász határ közelében a kőzetet a variszkuszi korokat felülbélyegző metamorf esemény érte. A legalacsonyabb hőmérséklethez tartozó legfiatalabb kor szerint ebből a kőzetből az alpi takaróképződés idején még a leggyengébben kötött radiogén Ar is csak részben szabadult fel.

A másik andaluzit-szillimanit-biotitpalán (2823 sz.) felvett biotit korszpektrum alpi hatás nyomát nem mutatja, az $542 - 896\text{ }^{\circ}\text{C}$ tartományban a korok jól egyeznek ($260,5 - 262,9$ M év), ami ismét a perm-triász határ közelében lejátszódó metamorfózissra utal. Ennek során viszont a két legmagasabb hőmérsékleten mért > 270 M év szerint, a perm-triász metamorfózis ezen a mintán nem bélyegezte felül teljesen a variszkuszi kort.

Közepes kigázosítási hőmérsékleteknél mindkét andaluzit-szillimanit-biotitpalán felvett korszpektrum korcsökkenést mutat. Ezt a jelenséget Lo és Onstott (1989) kloritosodott biotiton figyelték meg, magyarázatuk szerint az atomreaktoros besugárzáskor a biotitban keletkező és visszalökődő ^{39}Ar egy része a kloritba épül be. Emiatt a kloritban több ^{39}Ar van, mint amennyi a klorit K-tartalmából keletkezik, vagyis a klorit kora fiatalabbnak látszik. Ebből még nem következne a közepes hőmérsékleteknél jelentkező fiatalabb kor, ha a biotit és a klorit hasonló ütemben adná le Ar tartalmát. Ha azonban a klorit akár szemcsemérete, akár rácsszerkezetének átalakulása miatt közepes hőmérsékleten a biotitnál gyorsabban adja le Ar tartalmát, akkor az a korok csökkenésében nyilvánul meg. Csillámok esetén ez általános érvényű jelenség, hasonlózt észleltek York és Lopez Martinez (1986) is, s hasonlóan, két fázist feltételezve magyarázták, amelyek közül az egyik K-szegény, és gyorsabban adja le Ar tartalmát. Emellett - véleményem szerint - a korcsökkenés érv a többlet Ar jelenléte ellen is: a többlet Ar ugyanis sokkal nagyobb kornövekedést idézne elő az alacsony, mint a magas K-tartalmú ásványfázisban.

Összefoglalva a biotiton felvett 3 Ar/Ar korszpektrum eredményeit megállapítható, hogy az alpi metamorfózis az Oromvégi kőfejtő disztén-kloritoid-muszkovitpaláján mutatható ki, ugyanezen ásványon a legmagasabb hőmérsékleten felvett kor ($312,7 \pm 4,7$ M év) még a variszkuszi kor részleges megőrzését mutatja. A Kovács-árok andaluzit-szillimanit-biotitpaláját képviselő 2 korszpektrum közül csak az egyik mutat igen gyenge triász utáni felülbélyegzést, a variszkuszi kor lényegében eltűnik, viszont jóval erősebb a perm-triász kor közelében megfigyelhető HT/LP metamorfózis (amit Schuster és társai (2001) több radiometrikus

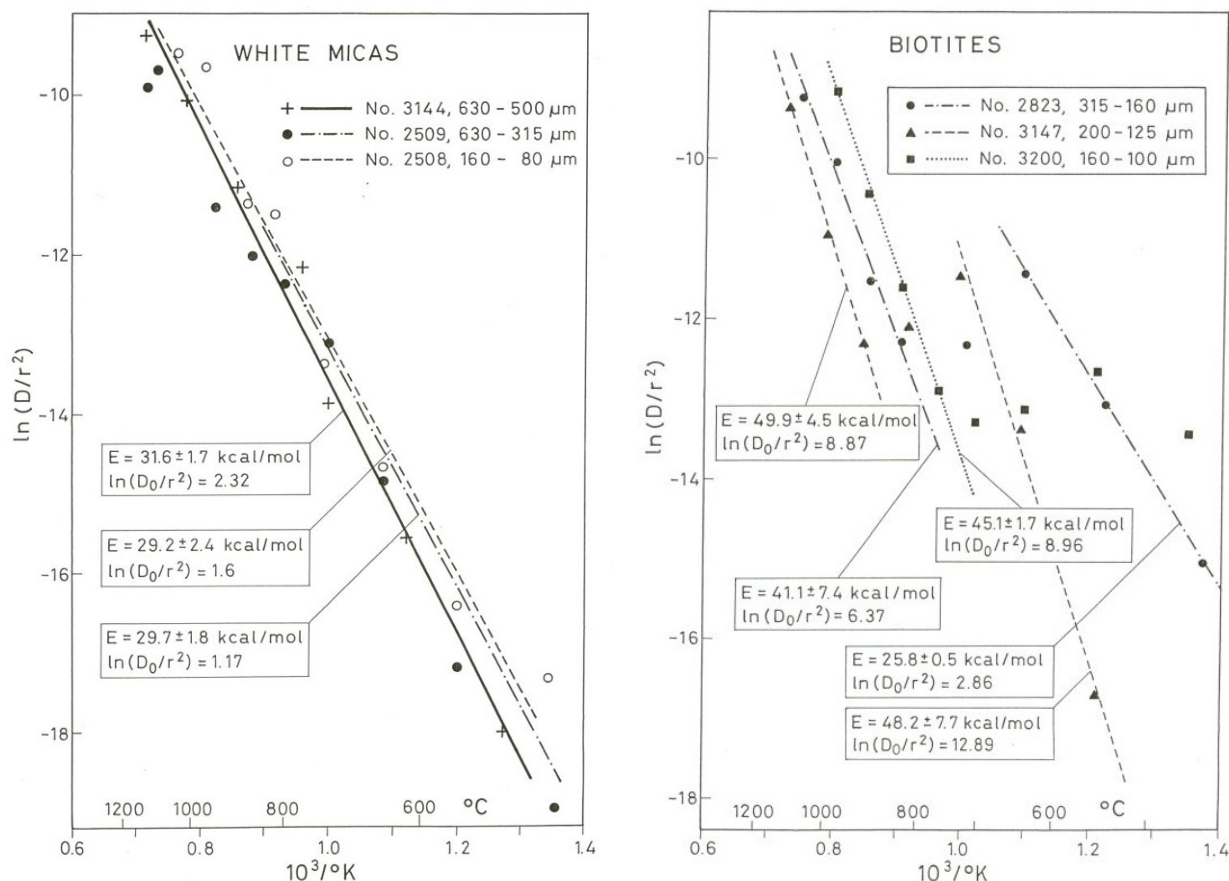
módszerrel is kimutattak az ausztroalpi-délalpi területen) mint az Oromvégi kőfejtő 3200. sz. mintáján.

A leukofillitből elválasztott fehércsillám korát a sopronbánfalvai előforduláson is megmértem. A Vashegyi kőfejtőben vizsgáltnál kissé durvábbszemcsés ásvány valamivel idősebb ($81,1 \pm 3,1$ M év) kort adott.

Végezetül a többlet Ar jelenlétének kérdésére szeretnék visszatérni. A többlet Ar jelenléte legegyszerűbben K-mentes ásványok mérésével mutatható ki. Emiatt vizsgáltam meg a Vöröshídi feltárásnál található kvarcit Ar tartalmát (4.5.1. táblázat). Rendkívül alacsony K tartalom mellett (0,025 %) igen idős kor (2365 M év) adódott, ami a többlet Ar biztos jele, az adott minta $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparánya ≈ 850 . Ugyanez az arány a vizsgált csillámok egy részénél > 6000 , emiatt, ha van is többlet Ar, akkor az következtetéseinket érdemben nem változtatja meg. Ugyancsak többlet Ar jelenlétére utalnak a kópházai kőfejtőből való földpátok adatai is. Ez utóbbi jelenséget a Fuerteventura földpátjain-földpátpótlóin tapasztaltakhoz tartom hasonlóknak (Balogh és társai, 1999), ahol a földpátok jelentősen megnövekedett kora alig volt hatással a biotit korára. Más oldalról megközelítve a kérdést, a földpátokba és kvarcba beépülő többlet Ar a csillámok záródási hőmérsékleténél alacsonyabb hőmérsékleten jelent meg a hidrotermális folyadékban. Ehhez hasonló jelenséget észleltünk a Közép-Boszniai-palahegység vizsgálata során is (Pamić és társai, 2004): a muszkovitnál egyértelműen fiatalabb a hialofán, s a hialofán Ar/Ar spektrumának legalacsonyabb hőmérséklethez tartozó kora kevés többlet Ar-t jelez.

4.5.3. Az Ar/Ar kormeghatározás adataiból szerkesztett "meaningless" Arrhenius-diagramok.

Amennyiben az Ar/Ar korszpektrum felvétele során az emelkedő hőmérsékleteken való kigázosításakor az Ar távozása a térfogati diffúzió elméletének előírásai szerint történne, az Arrhenius-diagram felhasználásával Dodson (1973) egyenlete alapján (4.1.4.) meg lehetne határozni a vizsgált ásvány záródási hőmérsékletét. E lehetőség csábításának a kiábrándító eredmények ellenére is nehéz ellenállni. Védekezéséppen elmondható, hogy az Ar távozása mindenképpen a természeti törvényeket követve megy végbe, s az argontávozás mechanizmusának megismerése reményt nyújt a koradatokban rejtőzködő további információk feltáráására. Ennek szellemében vittem fel a 4.5.7.a-b ábrákon látható Arrhenius diagramokra a fehércsillámok és biotitok kigázosításának adatait.



4.5.7. Ábra. A Soproni-hegység kristályospaláiból elválasztott fehércsillámok és biotitok kigázosodási adatai az Arrhenius-diagramokon

Az 4.5.7.a ábrán a fehércsillámok pontjai meglepően jól illeszkednek egyenesre, s az aktivációs energiák is közel vannak egymáshoz. Ez egyébként a hazai Veporidák és a Nagyalföld metamorfitjainak fehércsillámaira is érvényes (Balogh, 1999). A meghatározható záródási hőmérsékletek azonban rendkívül alacsonyak (145 - 170 °C!, Balogh, 1999), azokból földtani következtetés nem vonható le.

A biotit kigázosításának adatai (4.5.7.b ábra) bonyolultabb képet mutatnak. A tektonikailag legjobban igénybevett Oromvégi kőfejtő biotitjának (3200 sz.) diffúziós paramétere 764 °C-ig lényegében nem változik a hőmérséklettel, 764 °C-nál magasabb hőmérsékleteken viszont a pontok egészen jól illeszkednek egyenesre, s ásványtanilag reális, $45,1 \pm 1,7 \text{ kcal/mol}$ aktivációs energiát határoznak meg. A kb. 760 - 830 °C-nál magasabb hőmérsékleten mindhárom biotit pontjai jól illeszkednek egyenesre, s a meghatározott aktivációs energiákból számolható záródási hőmérsékletek (244 - 321 °C, Balogh, 1999) közel vannak a Harland és társai (1990)

által javasolt értékhez (280 ± 40 °C). Ezek a megfigyeléseink hasonlítanak az Evernden és társai által még 1960-ban észleltekhöz (Evernden és társai, 1960). Azóta, éppen az ilyen, vákuumban végzett kísérletek (rosszul vagy sehogyan sem értelmezhető eredményeik miatt) ha vannak is, nem kapnak nyilvánosságot.

Az andalúzit-szillimanit-biotitpalák 2 biotitjának adatai hasonlítanak egymáshoz, és meglepő módon, a Harrison és McDougall (1981) által pertitesedett földpáton mért adatokhoz is, amennyiben közepes hőmérsékleteknél a diffúziós állandó kissé csökken. A 4.5.7.b ábrán az alacsonyabb és a magasabb hőmérsékletekhez tartozó pontok illeszkednek egyenesre amelyek a 3147. sz. biotit esetén párhuzamosak, a 2823. sz. biotit esetén azonban az alacsonyabb hőmérséklethez lényegesen kisebb aktivációs energia tartozik ($25,8 \pm 0,5$ kcal/mol). A pontoknak ez az elrendeződése két, jelentősen eltérő fázis jelenlétére utal. Ha ezekben az Ar aktivációs energiája hasonló, akkor az alacsony és magas hőmérsékletekhez illesztett egyenesek közel párhuzamosak.

Laboratóriumunkban diplomamunkája keretében Huszty Árpád (2005) fizikus hallgató biotit argonleadását vizsgálta hosszabb idejű (kb. 50 nap) és alacsonyabb hőmérsékletű (< 750 °C) atmoszférikus körülmények mellett végzett kigázosítással. A pontok az Arrhenius-diagramban a fehércsillámokhoz hasonló mértékben illeszkedtek egyenesre, s a $535 - 685$ °C tartományban 331 °C "záródási hőmérsékletet" határoztak meg. Ebből természetesen nem következik, hogy ilyen körülmények között végzett kísérlettel meghatározható a záródási hőmérséklet, azt azonban jelzi, hogy a kigázosítás során a víz eltávozásának a lehetősége a fontos szempont, és nem a vákuum.

4.5.4. A diffúzió jellegének és körülményeinek hatása a záródási hőmérsékletre.

Laboratóriumban végzett kísérletektől akkor várható megbízható záródási hőmérséklet, ha a kigázosítást meghatározó feltételek hasonlítanak a természetben uralkodó viszonyokhoz. A nagy hidrosztatikus nyomáson végzett kísérletek csillámokra sokkal jobb eredményeket adtak a vákuumban végzettekénél, de a hosszú földtani idő nem modellezhető, s emiatt az eredmény bizonytalan.

A különböző szemcseméretű flogopitokon Giletti (1974) által végzett, McDougall és Harrison által is közölt (1988) hidrotermális kigázosítás adataiból ($E = 57,9$ kcal/mol, $D_0 = 0,75$ cm²/sec), $3 - 30$ °C/M év hűlési (kiemelkedési) sebességet feltételezve 358 °C - 488 °C-ig terjedő záródási hőmérsékletek adódnak, amelyek jobban közelítik a Villa (1998) által javasolt értékeket a Harland és társai (1990) által közölt hőmérsékletnél.

A diffúzió különböző mechanizmusok szerint történik. Pl. (i) kristályhibákat nem tartalmazó környezetben az atomok helyet cserélhetnek, (ii) ha egy rácspontban lévő atom mellett vakancia van, akkor a rácspontban lévő atom átugorhat a vakancia helyére. Az Ar azonban nagy mérete miatt ($1,9 \text{ \AA}$) nem lehet rácspontban, vagyis jelenléte még akkor is torzítja a rácsot, ha egyébként rácspont helyén tartózkodik. A diffúziós jelenségekről igen gazdag szakirodalom áll rendelkezésre (pl. Beke, 1999). A rácshibákon át történő diffúzió 2-4 nagyságrenddel nagyobb, mint ha rácspontokban lévő atomok cserélnek helyet. Még gyorsabb a diffúzió szemcsehatárokon (amelyeken az ásványszemcsék határa mellett a krisztallitok határát is értjük), ahol a rácshibák sűrűsége miatt a diffúzió a rácspontokban lévő atomokénál 2-8 nagyságrenddel is gyorsabb lehet. Az ún. felületi diffúzió sebessége pedig még ennél is nagyobb 1 - 2 nagyságrenddel (pl. Kaur és társai, 1995).

Magas záródási hőmérsékletre a magasabb hőmérsékletű metamorfózist az Ar kor nullázódása nélkül átélt ásványok létéből lehet következtetni. Ez a jelenség magasabb nyomáson metamorfizálódott kőzetek csillámain figyelhető meg gyakrabban (Verschure és társai, 1980; Monié és Chopin, 1991; Arnaud és Kelley, 1995). Kérdés, lehetséges-e, hogy magas nyomáson az Ar záródási hőmérséklete jelentősen megemelkedik? Ganguly (2002) e kérdést is érintő összefoglaló munkája szerint néhányszor 10 kbar nyomásig a diffúziós állandó csökken, ez a csökkenés azonban nem jelentős. Pl. olivinben, gránátban és spinelben $1000 \text{ }^{\circ}\text{K}$ hőmérsékleten, 5 kbar nyomásemelkedés hatására kétértékű kationok $\log D$ értékének csökkenése $< 0,26$ (Liermann és Ganguly 2002, Ganguly 2002). Más adatok szerint (Chakraborty és Rubie 1996) gránátban, a kísérleti hiba határain belül, a diffúziós állandó csökkenését 85 kbar-ig sem lehetett kimutatni. Távolról sem biztos azonban, hogy az Ar diffúziós állandójának nyomásfüggése hasonló a kétértékű kationokéhoz. A különbséget az Ar atom töltésének hiánya és mérete indokolná. Az Ar diffúzió nyomásfüggéséről flogopiton végzett vizsgálatok alapján különböző adatok és nézetek születtek. Giletti és Tullis (1977) szerint a nyomásfüggés 15 kbar-ig nem lehet jelentős, míg Harrison és társai (1985) szerint $700 \text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékleten a nyomás megnövekedése 1 kbar-ról 14 kbar-ra a $\log D$ értékét kb. 1-gyel csökkenti. Egyetértés van viszont abban, hogy 4 kbar nyomás felett (és az ennek megfelelő hőmérsékleten) a biotit Ar rendszere már nyitódik, s ennél kisebb nyomáson a diffúziós állandó nyomásfüggése nem nagy.

Ezek után összefoglalható a Soproni-hegység kristályos paláin mért Ar korok és termobarometrikus hőmérsékletek ellentmondása, áttekinthető, mely ismeretek hiányoznak a kérdés eldöntéséhez, s vizsgálataink alapján melyek a megoldás felé tehető lépések.

Milyen érvek szólnak az alpi metamorfózis hőmérsékletére a termobarometrikus vizsgálatokból megállapított hőmérsékleteknél magasabb záródási hőmérsékletek mellett?

1. Maguk a magas termobarometrikus hőmérsékletek, amelyeken az Ar korok még nem nullázódtak, tehát a záródási hőmérsékletnek magasabbnak kellene lennie.

2. A leuchtenbergit keletkezése az alpi takaróképződés idején Mg tartalmú oldatok hatását mutatja. A Mg jelenléte növeli az illit, és így várhatóan a fengit képződésének hőmérsékletét is (Morton, 1985).

3. Több szerző leírja (pl. Verschure és társai, 1980; Monié és Chopin, 1991; Arnaud és Kelley, 1995), hogy főleg magas nyomáson és hőmérsékleten képződött kőzetekben az Ar kor nem nullázódott.

Milyen érvek szólnak a magas záródási hőmérsékletek megkérdőjelezése mellett?

1. Minden eddigi adat szerint az amfibol záródási hőmérséklete magasabb a muszkoviténál, így a muszkovit záródási hőmérsékletének 600 °C közelébe emelése automatikusan irreálisan magasra helyezné az amfibol záródási hőmérsékletét.

2. A SMF kőzeteiben variszkuszi biotit korok maradtak meg. Az alpi metamorfózis ezeket a korokat lényegében nem érintette. A biotitra Villa (1998) is csak 450 °C záródási hőmérsékletet javasol, így a biotit korokat nem érintő alpi metamorfózis hőmérsékletére 450 °C-nál alacsonyabb hőmérsékletet lenne célszerű feltételeznünk.

Minden kutató a saját maga által használt módszer buktatóit ismeri legjobban. A magam számára a K/Ar módszer hibalehetőségeinek felderítését tartom az elsődleges feladatnak. A soproni kristályospalákon az alpi események során nem alakultak ki egyensúlyi viszonyok, s ez bizonytalanabbá teheti a termobarometrikus módszerekkel meghatározott adatokat.

3. Az Ar kor nullázódásának, vagyis az Ar diffúziójának feltétele nemcsak a hőmérséklet, hanem a koncentráció-gradiens is. Ennek hiányában nincs kigázosodás. Ennek legjobb bizonyítéka a köpeny igen magas (helyenként 20-25000) $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ aránya. Magas záródási hőmérsékletre utaló adatok magas nyomású, így nagy mélységben, az atmoszférától távol található kőzetekből ismertek. Érthető, ha ezek a kőzetek nem gázosodtak ki; magas hőmérsékleten ha nincs is kigázosodás, az egyes ásványokon, illetve kis (pl. centiméter) távolságon belül az Ar izotóparányai kiegyenlítődnek. Ezen az alapon izokron módszerrel meghatározható lenne az igazi kor is. Az izokron módszert az Ar/Ar "laser spot dating" technika alkalmazása során igen ritkán használják. Tulajdonképpen ez helyes is, mert az ásvány egy részének lézerrel való elpárologtatásakor csak utóhatást nem szenvedett ásványra teljesülhet, hogy a radiogén és atmoszférikus Ar az ásvány ugyanazon térfogatából távozik.

Ennek oka, hogy az elpárolgott minta helyén visszamaradó kráter felszínének egy vékony környezete még felmelegszik, s a gyengén kötött Ar valamivel vastagabb rétegből távozhata el. A laser spot technika alkalmazásával Hames és Cheney (1997) szolgáltatották a legmeggyőzőbb érveket a muszkovit magas záródási hőmérséklete mellett: 1-mm-nél nagyobb muszkovit kristály belsejében > 750 M év korokat, az ásvány pereme mentén \approx 400 M év korokat mértek. Azonban ők is "csak" minimum 425 °C hőmérsékletet javasolnak a muszkovit záródási hőmérsékletére.

Nagyon lényeges, elgondolkasztó Boundy és társainak (1997) eredménye. A granulit-eklogit zónahatáron muszkovitban többlet Ar-t mutattak ki. SAED (Selected Area Electron Diffraction) vizsgálatokkal szubmikroszkópiusan összenőtt muszkovit és paragonit kristályokat észleltek. A többlet Ar a magasabb Na-tartalmú ásványhalmazokban jelentkezett. Boundy és társai szerint (1997) a Na-ot rendkívül finom repedések mentén fluidumok juttatták a muszkovit belsejébe, s a nagy mélységben a fluidumok Na mellett többlet Ar-t is beépítettek. Hasonlóan Takeshita és társai (2004) a Nyugati-Alpokban idősebb K/Ar korokat mértek a szubmikroszkópiusan összenőtt muszkovit-paragonit aggregátumokban. Ők ezt a jelenséget a paragonit magasabb záródási hőmérsékletével magyarázták, a Boundy és társai (1997) által javasolt lehetőség elkerülte figyelmüket. Meg szeretném jegyezni, hogy a többlet Ar jelenlétét K mentes ásványokban egyik kutatócsoport sem vizsgálta.

Amennyiben metamorfózis során a hőmérséklet az Ar diffúzióját lehetővé teszi, a radiogén Ar koncentrációja az ásványfázisok argonbefogadó képességének megfelelően alakul, ami általában független a K-tartalomtól. Ha tehát metamorfózis során az Ar az ásványból (a nagy külső nyomás miatt) nem tud eltávozni, azért még az ásványon belül átrendeződhet, s az ásvány formális korát meghatározó Ar(rad)/K arányt nem a kor, hanem az ásvány argonbefogadó képessége szabja majd meg. Meggyőző vizsgálati eredmények még nem állnak rendelkezésre, pl. az Ar izotópösszetételét még nem vizsgálták metamorf kőzetek K-mentes ásványaiban, amelyekben az Ar izotópösszetétele az ásványközi térben uralkodó Ar izotóparányt mutatná az ásvány záródása idején.

Mindezek alapján a Soproni-hegységben megállapított Ar korokról eldönthető, hogy jelzik-e földtani esemény idejét vagy sem, a datált földtani események hőmérséklete azonban bizonytalan. Vákuumban (pontosabban a vízleadást nem gátló módon) végzett kigázosítással csillámokon hiteles záródási hőmérséklet nem határozható meg. Minthogy a hidrotermális viszonyokat szimuláló laboratóriumi kísérletek a Harland és társai (1990) által közölt értékekhez hasonló záródási hőmérsékletekre vezettek, logikus a vákuumban végzett kísérletek

alapján számolt túl alacsony záródási hőmérsékletek okát a víz távozásában keresni. Az 4.5.7.a-b ábrák mutatják, hogy az Ar más módon távozik a fehércsillámokból mint a biotitból. E különbség oka még nincs tisztázva, eddigi vizsgálataink azonban közelebb vittek a kérdés megoldásához.

Buda György (1985) a Velencei-hegység gránitjaiból elválasztott biotitokat vizsgálva felismerte az összefüggést a K/Ar kor és a biotit oxidációs foka között: minél jobban oxidálódott a biotit, annál alacsonyabb a K/Ar kora. Az Arrhenius-diagrammok (4.5.7.b ábra) azonban azt mutatják, hogy magas hőmérsékleteken, amikor a víz már eltávozott, (és a Fe^{2+} feltehetően feloxidálódott) már nagyobb az aktivációs energia, és a záródási hőmérséklet egészen közel van a Harland és társai (1990) által közölt értékhez. Az Ar ezek szerint nem a már átalakult biotitból távozik könnyebben, hanem a víz eltűnésével és a Fe^{2+} oxidációjával párhuzamosan. Ha hasonló igaz a fehércsillámokra is, akkor az Arrhenius-diagramban (4.5.7.a ábra) a jó illeszkedés azzal magyarázható, hogy a fehércsillámokból az Ar a teljes kigázosodásig a vízzel párhuzamosan távozik. A biotit gyorsabb vízvesztése az Fe^{2+} oxidálódásával (tehát a biotit vastartalmával) lenne magyarázható: a visszamaradó hidrogén diffúziós úton rendkívül gyorsan távozhat.

Mindez elméleti lehetőség. Földvári Mária (2005) OTKA projekt keretében vizsgálta a vízleadás és a kor kapcsolatát, de az előbbi gondolatmenetre nem talált bizonyítékot. Vizsgálatai azonban nem terjedhettek ki minden lehetőségre, és azokat nem hosszú idejű, alacsonyabb hőmérsékletű kigázosítással végezte. Ezzel szemben Lee (1993) hornblende Ar-leadását vizsgálva megállapította, hogy azt a hidrogénnek a Fe^{2+} oxidálódásához kapcsolódó távozása szabályozza. Lee arra következtetett, hogy a hidrogén távozása idején az Ar nem térfogati diffúzió, sem nem kémiai reakció útján távozik, hanem létezik az Ar leadásának egy sokkal gyorsabb mechanizmusa, amit a diffúzió elmélete (pl. Beke, 1999) "short circuit" (SC: rövidzárlat) diffúciónak nevez. Ismert, hogy SC diffúzió a fázishatárokon (pl. pertites lemezek és krisztallitok határain) és felületeken (pl. folyadék- vagy gázzárványok felületén) lehetséges (pl. Kaur és társai, 1995).

Szlovéniai metamorfitok még folyamatban lévő kormeghatározása során időnként azt észleltük, hogy a fehércsillám K/Ar kora fiatalabb a cirkon hasadvány nyom koránál. E jelenség oka szintén ismeretlen. A radiometrikus kormeghatározások szakirodalmában, és laboratóriumunk gyakorlatában is gyakran előfordult, hogy feltételezni kellett a záródási hőmérséklet függését a geokémiai környezettől, elsősorban a fluidumoktól. Feltételezhető pl., hogy a cirkon hasadvány nyom korának záródási hőmérsékletét a fluidumok jelenléte

csökkenti, amennyiben elősegíti a keltett rácshibák regenerálódását. Száraz környezetben viszont a rácshibák magasabb hőmérsékletig maradhatnak meg. Ezzel szemben a fehércsillám víztartalma száraz közegben könnyebben, feltehetően alacsonyabb hőmérsékleten távozhat. Felvetődik tehát a lehetőség, hogy a különböző ásványokon különböző módszerekkel mért korok viszonyából, a leányizotóp viselkedésének jobb megismerése után, a metamorfózis során uralkodó geokémiai viszonyokra nézve is információ nyerhető. Az előző hosszadalmas és nem kellőképpen kiértékelte, kísérletekkel még nem igazolt gondolatokat tulajdonképpen azért írtam le, hogy e lehetőségre rámutassak, azért is, mert e kérdéskör vizsgálata a hazai lehetőségek között is megoldható lenne.

4.5.5. Az Ar módszeres vizsgálatok geokronológiai eredményeinek összefoglalása.

A Soproni-hegység Ausztróalpi kristályospaláin végzett vizsgálataim eredményei a következőkben foglalhatók össze.

1. A kristályos palákban a fehércsillámok két generációja létezik. A finomabb szemcseméretű, fiatalabb fengit, és a durvább szemcseméretű idősebb muszkovit. A kor - szemcseméret függést jól mutatja a 4.5.2. ábra. A fiatalabb, eoalpi fengit korát jól közelíti a leukofillitből elválasztott, kis szemcseméretű fehércsillámon mért legfiatalabb kor ($76,6 \pm 2,9$ M év), és a Várisi kőfejtő Vá-1 gneisz mintájának kisebb szemcseméretű fehércsillámán felvett Ar/Ar korspektrum két alacsony hőmérsékletű lépéséhez tartozó $71,1 \pm 5,6$ M év és $75,1 \pm 4,7$ M év korok. Ezeket a korokat megerősíti a Várisi kőfejtő Vá-4 mintájának biotitján mért legfiatalabb biotit kor ($78,5 \pm 3,3$ M év), és nem mond ellent neki a kópházai kőfejtő földpátjaira illesztett $^{40}\text{Ar}(\text{rad}) - \text{K}$ "izokron kor" (74 ± 11 M év) sem. Ez utóbbi adat inkább azt erősíti meg, hogy a takaróképződés idején a földpátokba hasonló koncentrációjú többlet Ar épült be. Ezek alapján az eoalpi tektonikai események legvalószínűbb korának a 76 - 71 M év intervallum tekinthető. Ezt a következtetést alátámasztja a Dunkl István által megállapított 69 ± 6 M év cirkonon mért átlagos hasadvány nyom kor is. A takaróképződésre meghatározott kortartomány azt mutatja, hogy az eoalpi metamorfózis a Soproni-hegységben később jelentkezett mint az Ausztróalpi egységek nyugatabbra fekvő tagjaiban.

2. Az Ar/Ar kormeghatározások szerint a SGF muszkovitjának K/Ar korát utoljára nullázó földtani esemény kora 200 M évnél fiatalabb nem lehetett. A durvaszemcsés fehércsillám K/Ar kora még a legintenzívebb tektonikai hatásnak kitett Vashegyi kőfejtő leukofillitjében (3144. sz. minta) sem nullázódott teljesen.

3. Az óbrennbergi Kovács-árokban feltárt andalúzit-szillimanit-biotitpalákban a biotit megőrizte a variszkuszi kort (328,5 - 319,5 M év). Ugyanezen feltárás másik mintáján mért korok perm-triász eseményt jeleznek. Két Ar/Ar korspektrum, eltekintve a közepes hőmérsékleten jelentkező fiatalabb koroktól, plató-szerű kort mutat a $241,8 \pm 4,2$ - $250,8 \pm 4,3$ M év (3147. sz. biotit) illetve $260,5 \pm 3,1$ - $262,9 \pm 3,4$ M év (2823. sz. biotit) kortartományokban. Ezek szerint a Schuster és társai (2001) által dokumentált perm-triász metamorfózis a Soproni-hg magyarországi részét is érintette.

4. A SMF biotitjai közül csak az Oromvégi kőfejtő finomabb szemcsés biotitja mutatja a kréta tektonikai események hatását. (3200. sz., 100 -160 μm). Érdekes, hogy ezen biotit korspektrumának legmagasabb hőmérsékletű lépése viszont megőrizte a variszkuszi kort ($321,7 \pm 4,7$ M év).

5. A SMF paláiban a fehércsillámok K/Ar kora a biotit kornál fiatalabb, de az eoalpi hatás idején a gneiszekben lévő muszkovitnál kevésbé fiatalodott. Megállapítható, hogy az eoalpi tektonika a csillámpalákat a gneiszeknél kevésbé fiatalította, és a csillámpalákban a muszkovit korok nem hőhatás következtében alakultak ki.

6. A többlet Ar jelenlétét a gneiszek földpátja mellett a Vöröshídi csillámpalából mintázott kvarc is mutatta. A többlet Ar esetleges jelenléte a csillámokban nem zárható ki, izotópösszetétele megbecsülhető, s a becsült értékek szerinti jelenléte az előbbi kronológiai következtetéseket lényegében nem befolyásolná.

5. Kisfokú és nagyon kisfokú metamorfózis kormeghatározása

5.1. A $< 2 \mu\text{m}$ -es rétegszilikátok kormeghatározása: alkalmazási lehetőségek és a koradatok jelentése.

Magmás kőzetek ásványai a záródási hőmérsékletüknél magasabb hőmérsékleten képződnek, s radiometrikus koruk a záródási hőmérsékletük alá hűlés óta eltelt időt méri. Vulkáni kőzetek esetén az ásvány képződése és lehűlése között rövid idő telik el, a plutonok benyomulását viszont ásványaik K/Ar rendszerének záródása sokszor csak hosszú idő múlva követi. Nagyobb plutonok lehűlésének története több ásvány és/vagy több kormeghatározási módszer használatával deríthető fel.

Közepes- és nagyobb fokú metamorfitok ásványai általában szintén záródási hőmérsékletüknél magasabb hőmérsékleten keletkeznek, így Ar koruk legtöbbször a metamorfózist követő kiemelkedés (a záródási hőmérséklet alá hűlés) idejét mutatja. Eltérő záródási hőmérsékletű ásványokon különböző módszerekkel végzett kormeghatározások segítségével a kiemelkedés sebességére is lehet következtetni. A metamorfitok datálását nehezíti, hogy néhány ásvány (amelyek közül a dioktaéderes, K-tartalmú világos csillámoknak van legnagyobb jelentősége) záródási hőmérséklete alatt is keletkezik. Megkönnyíti viszont a koradatok értelmezését, hogy a metamorfitok általában több, különböző módszerrel is datálható ásványt tartalmaznak.

A kisfokú és nagyon kisfokú metamorfózis és a diagenetikusan átalakult kőzetek kormeghatározására az ezekben a folyamatokban keletkező K-tartalmú ásványok, vagy e folyamatok hőmérsékletén Ar-tartalmukat az atmoszférával kicserélő ásványok alkalmasak. Ezek mindenekelőtt a szmektit \rightarrow illit/szmektit (I/S) kevertréteges szerkezetek \rightarrow illit \rightarrow muszkovit (dioktaéderes világos K-csillám) átalakulási sor tagjai. Kormeghatározásukkal megállapítható a kisfokú és nagyon kisfokú metamorfózis és a vele kapcsolatos tektonikai események kora, a kőzetalkotó ásványok átalakulását előidéző, sokszor ércesedéssel párhuzamos hidrotermális folyamatok működésének ideje. Tektonikai események kora is behatárolható a nyírási zónából vett rétegszilikátok kormeghatározásával. Dolgozatomban nem érinti, de igen fontos terület a diagenetikusan keletkezett agyagásványok kronológiai vizsgálata is.

A Kárpát-medence, az Alpok, a Dinaridák variszkuszi utáni, metamorf és tektonikai eseményekben igen gazdag történetének sok jelentős mozzanatáról csak az illit-muszkovit

(világos K-csillám) csoport és az illit/szmektit kevertréteges szerkezetű agyagászványok vizsgálatával nyerhetünk kronológiai információt.

Ennek a sokat ígérő lehetőségnek a kihasználását a fent említett ásványok képződésének és átalakulásának sokfélesége nehezíti.

A rétegszilikátok (és e csoporton belül az agyagászványok) képződéséről, átalakulásairól és vizsgálatuk módszereiről bőséges szakirodalom áll rendelkezésre (pl. Velde, 1977; Środoń és Eberl, 1984; Weaver, 1989; Mottana és társai (szerk.), 2002; Meunier és Velde, 2004; stb.), ezen összefoglaló munkák egy része az agyagászványok radiometrikus kormeghatározását is tárgyalja, ill. érinti. Dolgozatomban csak a szmektit \rightarrow I/S \rightarrow illit \rightarrow muszkovit (dioktaéderes világos K-csillám) sorozat kialakulásának és fejlődésének fontosabb, a K/Ar koradatok értelmezéséhez nélkülözhetetlen eseteit foglalom össze. Itt szeretném hangsúlyozni, hogy (1) epizónás, sőt már az anchizónás körülmények között kialakult dioktaéderes világos K-csillámok az illit mellett muszkovitot is tartalmaznak, és ez a tény megnehezíti a rajtuk mért kor pontos jelentésének megállapítását. (2) A IUGS Subcommisson on the Systematics of Metamorphics Rocks nomenklaturára vonatkozó javaslata elkészült, interneten elérhető (Árkai és társai, 2003a), egyelőre csak angol nyelven. (3) Meunier és Velde (2004) idézett könyvük 61-62-ik oldalán megadják az illit definícióját, amit itt részben terjedelmi okokból, főleg pedig azért nem idézek, mert a K/Ar koradatok pontos földtani jelentése még nem teljesen tisztázott, így nem alapvetően fontos ismernünk, hogy egy $< 2 \mu\text{m}$ -es méretű dioktaéderes világos K-csillámban milyen volt pl. az illit/muszkovit arány pontos értéke.

Glaukonitokkal dolgozatomban nem foglalkozom, annak ellenére, hogy radiometrikus kormeghatározásukról Odin (1982) szép eredményeket közölt. A 70-es 80-as években végzett vizsgálataink szerint (Balogh, 1984; Földvári és Balogh, 1984) a Kárpát-medencében a harmadidőszaki glaukonitok a törmelékes szennyezéseik miatt túl idősek, a mezozoos glaukonitok pedig, az intenzív alpi tektonika miatt, túl fiatalok. Emiatt a glaukonitok kormeghatározásának a Kárpát-medencében csak mérsékelt jelentősége lehet.

A már lehűlt magmás és metamorf kőzetek mállása során először szmektit képződik. A hőmérséklet emelkedésével ebből I/S kevertréteges szerkezetű ásványok jönnek létre, majd a hőmérséklet további emelkedésével illit képződik. A képződő illit és I/S ásványok aránya több tényezőtől (pl. fluidumok kémiai összetétele) függ, ezek közül a hőmérsékletnek kiemelkedő szerepe van. Az illit argonmegtartó képessége egészen jó, záródási hőmérsékletére Hunziker és társai (1986) $260 \pm 30 \text{ }^\circ\text{C}$ -t állapítottak meg, K/Ar kora keletkezésének vagy e hőmérséklet alá hűlésének idejét jelenti. A $< 2 \mu\text{m}$ frakcióban az illit, I/S és szmektit aránya az illit

"kristályossági" indexének ($IC = KI =$ Kübler index) mérésével állapítható meg (Kübler, 1964, 1968). Minél kisebb IC értéke, annál magasabb hőmérsékleten metamorfizálódott a kőzet. Az IC index azonban nem csak a hőmérséklet függvénye. A metamorfózis körülményeiről pontosabb információ nyerhető az illit és a klorit "kristályosságának" (ChC) egyidejű figyelembe vételével (Árkai, 1991; Árkai és társai, 1995b). Az XRD csúcsok alakját a krisztallitok mérete (ami sokkal kisebb lehet a szemcseméretnél) is befolyásolja: kisebb méretű krisztallitok a csúcsok kiszélesedésére, a "kristályossági" indexek növekedésére vezetnek. (Weber és társai, 1976; Árkai és Tóth, 1983).

Az illit-szmektit ásványcsoporton mért koradatok értelmezése kisértékű, vagy nagyon kisértékű magmás eredetű metamorfitok esetén a legegyszerűbb. Ennek az az oka, hogy a magmás kőzetekben a gyakran idősebb korokat megőrző törmelékes világos csillámok nincsenek jelen. Így a magmás kőzetek $<2\ \mu\text{m}$ -es frakcióján mért kor ezen ásványok képződésének, vagy az ásványképződés utáni lehűlésnek (záródási hőmérséklet alá hűlés) az idejét adja meg. Ebben az esetben is célszerű megmérni a teljes kőzet, vagy valamely el nem változott ásvány korát is, ami nem ritkán idősebb kort ad a $<2\ \mu\text{m}$ -es ásványnál. A magyarázat vagy az, hogy a metamorfózis intenzitása nem volt elegendő a teljes kőzet korának felülbecsüléséhez, vagy pedig a kőzet lehűlése hosszú ideig tartott, és a $<2\ \mu\text{m}$ -es ásványok képződése még a kőzet néhány K-tartalmú ásványának (pl. plagioklászok) záródása után is folytatódott, esetleg egy újabb, alacsonyabb hőmérsékletű metamorf fázis jelentkezett, ami a $<2\ \mu\text{m}$ -es ásványok korát felülírta, vagy új ásványképződési fázist indított el. A teljesség kedvéért megjegyzem, hogy a $<2\ \mu\text{m}$ -es ásványok koránál idősebb teljes kőzet kort okozhatja a teljes kőzetbe, pl. a földpátokba, beépült többlet Ar, amit pl. Fuerteventurán (Balogh és társai, 1999) és a Soproni-hegységben is észleltünk (Balogh és Dunkl, 2001, 2005). A többlet Ar jelenléte alacsony K-tartalmú ásványok mérésével elég könnyen és biztonságosan kimutatható.

Valamivel bonyolultabb a közepes- és nagyfokú metamorfitokat ért kisértékű, vagy nagyon kisértékű metamorfózis datálása. A problémát az idősebb, nagyobb fokú (nagyobb hőmérsékletű) metamorfózis során keletkezett világos csillámok jelenthetik. E zavaró tényező kiszűrése a kőzethez és földtani környezetéhez illesztett vizsgálatoktól remélhető.

Az illit-szmektit ásványcsoport keletkezésének másik igen fontos útja az üledékes kőzetek mállásával kezdődik. A mállás során felbomló kőzetalkotó szilikátokból felszabaduló Si és Al egy része vizes oldatban el is távozhat, többnyire azonban új rácsszerkezetek, legtöbbször filloszilikátok képződnek, amelyek közül legnagyobb geokronológiai jelentősége a szmektitnek, és még inkább az átalakulásával keletkező I/S szerkezeteknek és az illitnek van. A

felszínen képződő vagy lerakódó szmektit az üledékréteg vastagodása közben mind mélyebbre, magasabb hőmérsékletre kerül, s fokozatosan átalakul. Hower és társai (1976) klasszikusnak tekinthető elmélete szerint a hőmérséklet növekedésével az illit rétegek aránya fokozatosan növekszik, tehát pl. illit csak az R1 Reichweite számú I/S-ből képződhet további szmektit rétegek illitté alakulása útján.

Ez a Hower és társai (1976) által általánosnak tekintett fejlődés módosult és színesebbé vált két újabb elmélet ill. lehetőség felismerésével.

Morton (1985) a texasi Gulf Coast oligocén agyagos összletet harántoló kútjából elválasztott $<0,05\text{ }\mu\text{m}$ -es frakciókat vizsgált. Kb. 3200 m felett a Rb/Sr korok a leülepedés koránál (25 - 29 M év) valamivel idősebbek voltak, 3200 - 5000 m-ig koruk egységesen 22 - 24 millió év, a Rb/Sr izokron kor pedig $23,6\pm0,8$ M év. Ez azt mutatja, hogy az I/S ekkor rövid idő alatt rendezetlen I/S-ből rendezetté alakult, földtanilag rövid idővel a leülepedés után, továbbá a rendezett szerkezetű I/S már nem változtatta a korát, és a szmektit átalakulása is megszűnt. Morton (1985) magyarázata szerint a kezdeti gyors üledéklerakódás csökkentette a hőmérsékletet, majd a szmektit átalakulása egy adott mélységben elkezdődött. A kiszoruló rétegek közti víz felfelé áramlása elősegítette a K-tartalmú ásványok lebomlását és a magasabb közetrétegeket melegítve azokban is megindult a szmektit átalakulása. A kerogén éréskeletkező CO_2 savasító hatása, a H^+ megjelenése is elősegíthette a K-tartalmú ásványok lebomlását. Így tulajdonképpen a CH-képződés katalizálja az illitképződést (Eberl, 1993). Kérdés, miért állt le a folyamat a miocén kezdetén? Morton szerint (1985) a K-tartalom erősen lecsökkenhetett, és a szintén mobilizált Si cementáló hatása meggátolhatta a víz felfelé áramlását. A K eltűnése mellett a szmektit átalakulását gátló Mg^{2+} , Ca^{2+} és Na^+ ionok megjelenése is fékezően hathatott a további illitesedésre. Morton végső következtetése szerint a szmektit átalakulásának folyamatát a fluidumok kémiai összetételében bekövetkezett változás indította el, és az is állította le. Viczián (1994) több hazai, valamint cseh és szlovák együttműködésben több külföldi fúrásban vizsgálta az I/S arányt, a Pannon- és a Bécsmédenca diagenetikus viszonyait hasonlította össze. Megállapítása szerint a Makói-árookban és a Kelet-Szlovákiai-medencében az átalakulás a "hirtelen" hőhatás modelljéhez áll közel. A Morton (1985) által bevezetett "punctuated diagenesis" jelenségét a későbbiekben Ohr és társai (1991) is kimutatták.

A diagenézis során képződött illit kormeghatározása nemcsak a diagenézis idejének megismerése miatt fontos, hanem azért is, mert a kőolajhoz hasonló hőmérsékleten keletkezik, és migrációja is kapcsolódhat a fluidumok vándorlásához. Az agyagásványok képződésének és

a szénhidrogének érésének és migrációjának kapcsolatát már régen felismerték, s e kérdéskörnek gazdag irodalma van (pl. Weaver, 1960; Lee és társai, 1985).

Az agyagásványtan területén Dong (2005) közölt olyan eredményeket, amelyek jelentősen befolyásolhatják a további kutatásokat. Az általa ismertetett TEM vizsgálatok szempontunkból legjelentősebb megállapítása szerint az agyagásványok szmektitől illitig terjedő prograd sorozatában csak 3 diszkrét agyagásvány van, a szmektit, a kevertréteges szerkezetű R1 I-S és az illit. Amennyiben az XRD vizsgálatok e három ásvány közötti átmeneti ásványokat is jeleznek, az valószínűleg e három diszkrét ásvány keveréke. Az R1 I/S ásvány, amit a szmektit és illit rétegek azonos arányban, rendezetten építenek fel, két formában, poláros és nem poláros változatban képzelhető el (Altaner és Ylagan, 1997). A poláros változat építőeleme az oktaéderes réteget közrefogó szmektit és illit réteg, amelynek a rétegeközi sík a szimmetriasíkja, a nem poláros változat két építőelemében az oktaéderes réteg két illit, vagy két szmektit réteg között helyezkedik el, és az oktaéderes réteg a szimmetria sík. Nagyon valószínű, hogy a természetben a poláros változat jön létre.

A szmektit-illit átalakulás mechanizmusára vonatkozó elképzelések két nézet között helyezkednek el: az elemek kicserélődése rétegről rétegre szilárd fázisban, és az átalakulás feloldódás és kicsapódás útján. Altaner és Ylagan (1997) szerint a kőzet szerkezete és a fluidális környezet határozza meg, hogy melyik mechanizmus dominál, de még a rétegről rétegre történő átalakuláshoz is szükség van valamennyi fluidumra, mert a szilárd fázisban történő diffúzió túlságosan hosszú időt igényelne. Ez változást jelent Šrodoň és Eberl (1984) álláspontjához képest, akik a szilárd fázisban lejátszódó átalakulást tekintették a rétegszilikátok fejlődését meghatározó mechanizmusnak.

Kormeghatározásaink szempontjából a fentiek jelentősége abban áll, hogy ha a szmektit-illit átalakulásnak ennyire fontos feltétele a fluidum jelenléte, és mivel felszíni viszonyok között az I/S és illit instabilak, akkor már kevés fluidum jelenlétében is feltételezhető róluk bizonyos fokú átalakulás, s az eredmények értelmezésekor ez a lehetőség nem hagyható figyelmen kívül. Továbbá, ha a szmektit-illit átalakulásnak 3 diszkrét szereplője van, akkor e 3 ásvány sűrűsége különböző lehet, s elválasztásuk megoldása értékes vizsgálatokra nyújthatna lehetőséget. Ez a művelet, igen kis szemcseméretük miatt (pl. Árkai és társai, 1996, 2000a; Jiang és társai, 1997; Li és társai, 1998), rendkívül nehéz lehet, de bizonyos kőzetekre nem zárható ki a siker, s a várható eredmény indokolná a lehetőségek felderítését célzó kísérleteket.

A szmektit-illit átalakulást befolyásoló tényezők közül a pórusvíz kémiai összetételét vizsgálva Roberson és Lahann (1981) megállapították, hogy a K^+ ionok gyorsítják, a Mg^{2+} ,

Ca^{2+} és Na^+ ionok pedig fékezik a reakciót, megközelítőleg 30:10:1 arányban. A reakció sebessége a K^+ és a másik három kation koncentráció arányától függ. A szmektit \rightarrow illit reakció-sorozat a legtöbb földtani környezetben 60 °C felett indul, de speciális feltételek között (alacsony sótartalom, magas K/Na arány) már felszíni hőmérsékleten is nagyon gyors lehet (Singer és Stoffers, 1980). Ezzel szemben Na^+ tartalmú pórúsvízben a Na^+ ionnal telített szmektit 400 °C-ig stabil (Eberl és Hower, 1977).

Az agyagászványok, így az illit is, fluidumok jelenlétében átkristályosodhatnak. Ebben a folyamatban egyes ásványszemcsék kristályosodási gócként szerepelnek mások pedig fokozatosan feloldódnak (Ostwald ripening). Így a kisebb méretű ásványok lesznek idősebbek, a nagyobbra nőtt ásványok pedig fiatalabbak. Ilyen esetet írnak le Eberl és társai (1990): a szemcseméret növekedésével a Rb/Sr és K/Ar kor egyaránt csökken. Ilyen esettel eddigi vizsgálataink során nem találkoztunk.

A szmektit-illit átalakulást befolyásoló tényezők között meg szeretném említeni, hogy Ivarson és társai (1980) vizsgálatai szerint a baktériumoknak is szerepe lehet az I-S ásványcsoport tagjainak kialakulásában: vasoxidáló baktériumok alig több mint egy év alatt a szmektit 15 - 20 %-át muszkovittá és I/S-té alakították. Ezt az eredményt az utóbbi években Dong és társai (2003) és Kim és társai (2004) is megerősítették.

Hőmérséklet hozzárendelése a szmektit \rightarrow illit átalakulás különböző fázisaihoz igen jelentős eredmény lenne, sokan megpróbálkoztak vele, nagy bizonytalanságot jelent viszont a hőmérséklet értékek érvényességi körének határozatlansága. Weaver (1989) szerint 200-250 °C tartományban az "illit" 5-10 % szmektit réteget tartalmaz, és rétegtöltése 0,7-0,8. Viczián (1994) saját eredményeinek bemutatása előtt áttekintette a kérdés szakirodalmát. 5 hazai, továbbá a Kelet-Szlovákiai- és a Bécsei-medence fúrásain végzett mérései alapján mutatta be a hőmérséklet és az I/S-ben mért S %-os arányának kapcsolatát. Viczián (1994) szerint kb. 50 % S(zmektit) 90-130 °C hőmérséklet tartományban fordul elő, a 160-220 °C tartományt pedig 5-10 % szmektit arány jellemzi. Viczián (1994), Pollastro-ra (1993) is hivatkozva, megállapítja, hogy a szmektit-illit átalakulás igen lassú folyamat, 3 millió évnél rövidebb hőhatások már "hirtelen" eseménynek tekinthetők. A leghatározottabb megállapítás Inoue és társaitól (2004) származik amelyet Dong (2005) is idéz. Szerintük a szmektit szobahőmérséklet és 150 °C, az R1 I/S 150 °C és 225 °C, az illit pedig 175 °C-nál magasabb hőmérsékleten stabil. Az utóbbi évtized ezen imponáló eredményei ellenére sem könnyű elképzelni, hogyan alakulhat egyszerre illitté egy több szmektit réteget tartalmazó R1 krisztallit, különösen ha figyelembe vesszük a folyamat lassúságát és azt a tényt is, hogy a Nagyalföld pleisztocén

rétegeiben az agyagászványok egészen jól őrzik lepusztulás előtti korukat. Árkai (2002) véleménye szerint a nagyon kisfokú metamorfitek rétegszilikátjainak jellemzésére használt paraméterek (IC, ChC, elemi kristályméret, rácsfeszültség, duzzadó rétegek, metastabil és stabil politípusok aránya, stb) alkalmasak a reakció előrehaladásának mérésére, de még nem tisztázott teljesen, hogy ezen paraméterek alapján milyen hibával becsülhető a hőmérséklet. Ugyanakkor nagyon jó, következetesen jelentkező korreláció található a rétegszilikátok jellemzői, a metabázitok ásványos összetétele és a szervesanyag érettségi paraméterei között (Kisch, 1987; Árkai, 1991; Merriman és Frey, 1999).

A kronológiai eredmények értelmezését megnehezítő fontosabb hibalehetőségek felsorolása után egy biztató eredményt is meg szeretnék említeni. Clauer és társai (1993) különböző vegyszerekkel, többek között 1 N sósavval történt kezelés után sem tapasztalták a $<0,4\ \mu\text{m}$ -es és $0,8 - 2,0\ \mu\text{m}$ -es méretű diagenetikus illit Rb/Sr és K/Ar rendszerének nyitódását. Saját tapasztalataim szerint is, a sósavas kezelés (pl. illit elválasztásakor karbonátos kőzetből) nem zavarja az illit K/Ar rendszerét.

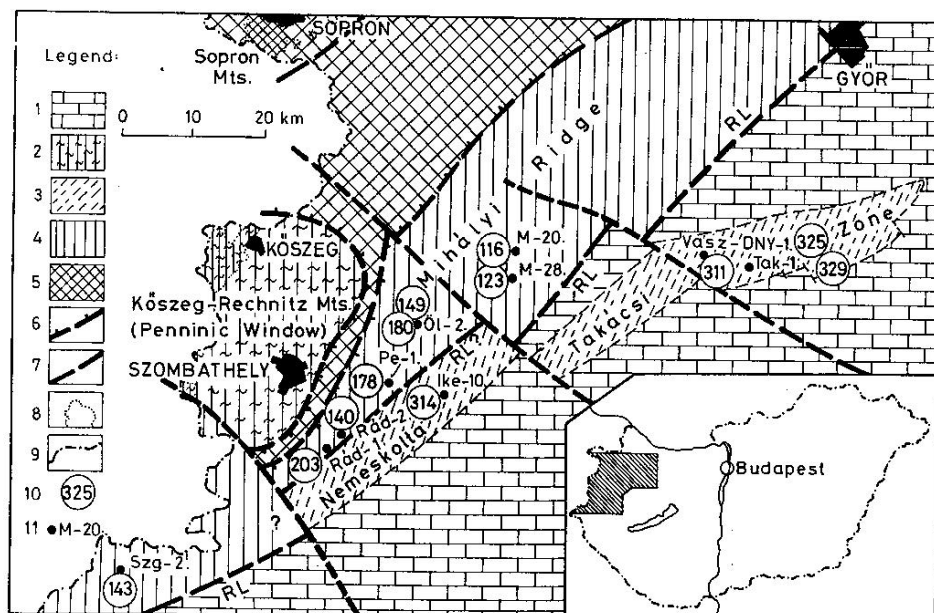
Laboratóriumunk első, nem tájékozódó jellegű munkáját üledékes kőzeteken végeztük 1974-ben (Balogh és Árváné, 1974) Rónai András részére. A Nagyalföldön mélyített, pliocén rétegeket harántoló fúrások 20 magmintájának korát határoztuk meg, a minták ásványos összetételét figyelembe véve a korokat elsősorban a minták illit (esetleg illit-szmektit) tartalma határozta meg. Legnagyobb részben jura és felső-kréta korokat mértünk, egyetlen Eger közelében mélyített fúrás magja bizonyult miocénnek. A korok egyértelműen nem a leülepedés korát mutatták, hanem a lehordási terület korára hasonlítottak.

Az agyagászványok vizsgálata ezután egy évtizedig szünetelt, majd Grasselly Gyula akadémikus kezdeményezésére, az úrkúti mangánérc-kutatáshoz kapcsolódva kezdődött újra. A Mn-érceken mért korok értelmezéséhez, az esetleges utóhatások felismeréséhez, szükségessé vált a mangánérc közvetlen közelében (pl. a Mn-gumó kérgén) lévő agyagászványok kormeghatározása. Ez a munka néhány kisebb volumenű kutatási szerződés után sokoldalú vizsgálatokkal folytatódott, a Geokémiai Kutató Laboratóriumban Tóth Mária XRD vizsgálatokkal a Mn-gumók agyagos kérgének ásványos összetételét is meghatározta. Ez a munka vezetett el egy máig tartó együttműködés kialakulásához a K/Ar laboratórium és a GKL között a kisfokú és nagyon kisfokú metamorfitek kutatásának területén. A munka Árkai Péter irányításával folyt és folyik, kronológiai eredményeinek egy részét a következőkben röviden összefoglalom, téziseimben viszont csak a munka során alkalmazott néhány újszerű módszertani megoldásra és általánosabb érvényű megállapításra hivatkozom.

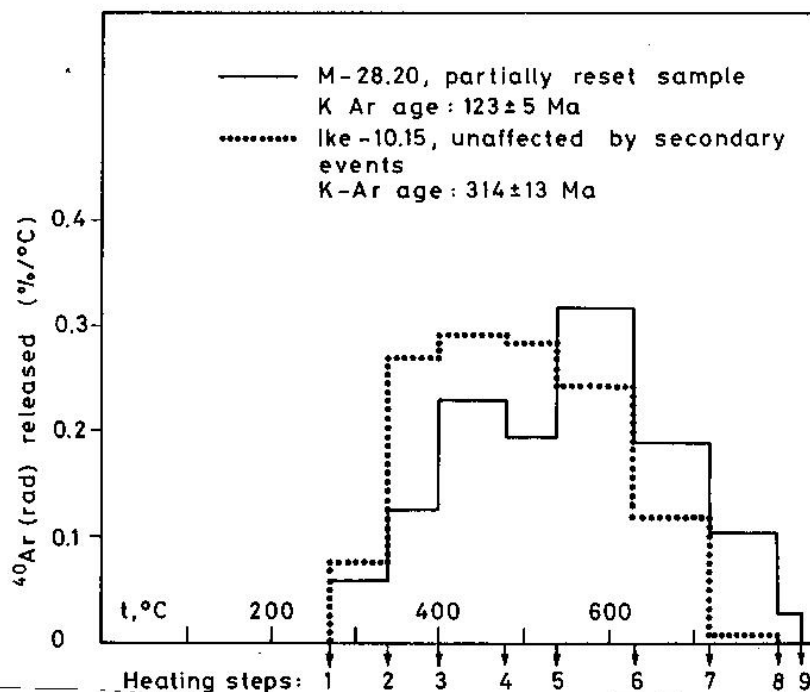
5.2. Világos K-csillámok vizsgálata a Kisalföld kelet-alpi típusú aljzatának kistekésű és nagyon kistekésű metamorfitjain

A kistekésű és nagyon kistekésű metamorfitok hazai K/Ar módszeres kronológiai vizsgálata a Kisalföld medencealjzatából származó $<2\ \mu\text{m}$ -es ásványok kormeghatározásával kezdődött. A $<2\ \mu\text{m}$ -es szemcseméretű ásványok vizsgálata régen meghonosodott nemzetközi gyakorlat (Clauer és Kröner, 1979; Frank és Stettler, 1979; Bonhomme és társai, 1980; Hunziker, 1979, 1986; Hunziker és társai, 1986; Reuter, 1987). Ennek oka mindenekelőtt a törmelékes szennyezés elkerülésére való törekvés; nem tökéletes eljárás, mert kevés törmelékes ásvány még az anchizóna magasabb hőmérsékletű részén is kimutatható (Árkai, 1983; Reuter, 1987), de mégis jelentősen csökkenti az idősebb szennyezők zavaró hatását. A vizsgált terület a pannóniai neogén medence-rendszer ÉNy-i peremén található, ez a Pannóniai-medence és a Keleti-Alpok kapcsolódásának a területe (5.2.1. ábra). Bár a Keleti-Alpok felszíni megjelenése az osztrák-magyar határ közelében húzódó törésvonal mentén véget ér, az Ausztróalpi takarórendszer egyes tagjai a felszín alatt egészen a Rába-vonalig nyomozhatók. A terület legalsó tektonikai egysége a Rába-vonaltól ÉNy-ra felszínre bukkanó Kőszeg–Rohonci-hegység, aminek pennini ablak jellegét kormeghatározásaink is igazolták (Balogh és társai, 1983).

A vizsgált minták két területen mélyített fúrásokból származnak. A Rába- és Répce-vonalak között elhelyezkedő Mihályi-hátságról és környezetéből (MH-K, Fülöp (1990) megfogalmazása szerint "Mihályi gerinc"), és a Nemeskolta–Takácsi-Zónából (NTZ). A MH-K a Felső–Ausztróalpi takarórendszerhez tartozik, a Gráci Paleozoikum herciniai paleozoikumának kistekésű és nagyon kistekésű metamorfitjaival korrelálható. A Rába-vonaltól DK-re elhelyezkedő aljzat kőzetei a Dunántúli Középhegység Egység paleozoikumához tartoznak (Fülöp, 1980; Balázs, 1975), s a Balaton-felvidék ordoviciumi–szilur klasztikus sorozatához hasonlóak (Balázs, 1975; Fülöp, 1980; Árkai és társai, 1987; Lelkes-Felvári, 1978; Árkai és Felvári, 1987). A terület kőzeteinek litosztratigráfiai besorolását Árkai és társai (1987) tárgyalják részletesen. Kronológiai vizsgálataink eredményeit Árkai és Balogh (1989) közleménye alapján foglalom össze. A megmintázott fúrások helyét és koradatait az 5.2.1. ábra, a részletes mérési adatokat az 5.2.1. táblázat tartalmazza.



5.2.1. Ábra. A Kisalföld metamorf-kőzettani térképvázlata Fülöp és társai (1985) és Árkai és társai (1987) után. 1. Nem metamorf mezozoikum és paleozoikum. 2. Többfáciesű alpi metamorfózist átélt pennini mezozoikum. 3. Nagyon kisfokú (többnyire anchizónás) paleozoikum. 4. Kisfokú (többnyire epizónás) paleozoikum. 5. Többnyire közepes fokú polimetamorfitok (preherciniai+ herciniai+alpi). 6. Áttolódás 7. Törésvonal; 8. Kibúvás határa; 9. államhatár; 10. fehér K-csillám K-Ar kora.(< 2 μ m Ø); 11. mélyfúrás; RL - Rába Lineamens



5.2.2. Ábra. Részben fiatalodott (M-28,20) és argont nem vesztett (Ike-10,15) < 2 μ m-es fehér K-csillám argonleadása hevítéskor

Minta lelőhelye Fúrás (magszám)	Mélység	K %	⁴⁰ Ar(rad) cm ³ STP/g	⁴⁰ Ar(rad) %	Kor M év ± σ	Kübler index, IC °2θ	
						2°/min	(112)°/min
Nemeskolta-Takácsi zóna (Dunántúli Középhegység egység)							
Ikervár-10 (15)	1750-1753	5,07	6,745x10-5 (6,691x10-5)	81	314±13	0,427	0,385
Takácsi-1 (19)	1428,5-1431	4,14	5,707x10-5	75	325±13	0,216	0,173
Takácsi-1(21)	1442,5-1444,5	7,29	1,023x10-4	91	329±13	0,246	0,216
Vaszar-DNy-1(3)	1893,5-1896,5	5,34	7,037x10-5	86	311±13	0,290	0,254
Mihályi-hátság és környezete (Felső-Ausztróalpi-takarórendszer)							
Szentgotthárd-2 (2)	981-984	4,56	2,629x10-5	60	143±6	0,245	0,187
Egyházasrádóc-1 (9)	2938-2942	3,48	2,910x10-5	72	203±8	0,307	0,236
Egyházasrádóc-2 (5)	2948-2950	5,34	3,013x10-5	76	140±6	0,322	0,259
Pecöl-1 (20)	2330,5-2332,5	5,84	4,250x10-5	65	178±7	0,357	0,339
Ölbő-2 (16)	1821-1824	7,04	4,251x10-5	94	149±6	0,249	0,189
Ölbő-2 (17)	1834-1836	7,73	5,687x10-5	96	180±7	0,298	0,241
Mihályi-28 (20)	2947,5-2949,5	4,67	2,300x10-5 (2,148x10-5)	65	123±5	0,336	0,252
Mihályi-20 (7)	1504,5-1506,5	4,28	1,999x10-5	72	116±5	0,289	0,221
Ikervár-10 (15) 0,6-2,0 μm <0,6 μm		4,17	6,260x10-5	97	348±13		
		5,80	7,429x10-5	97	302±12		
Egyházasrádóc-2 (5) 0,6-2,0 μm <0,6 μm		5,03	3,078x10-5	86	151±5		
		6,21	2,621x10-5	80	106±5		

5.2.1 Táblázat. K/Ar korok a Kisalföld aljzatának kiskokú és nagyon kiskokú metamorfitaiból elválasztott <2μm méretű világos K-csillámokon

Az NTZ-ból vett 4 minta kora 329 - 311 M év tartományban van, az 1σ analitikai hiba 13 M év. Különösen jól egyezik a Takácsi-1 fúrás 2, egymástól 14 m-re lévő 2 mintáján mért kor. A fúrások és minták részletesebb leírása, ásványi összetétele, IC indexe és vitrinit reflexiója Árkai és Balogh (1989) közleményben található. Az Ikervár-10 fúrás 15. magjából (agyagpala) két szemcseméretű agyagásványt vizsgáltunk. A $< 0,6 \mu\text{m}$ -es frakció lényegesen fiatalabbnak adódott a $0,6 - 2,0 \mu\text{m}$ -es frakciónál (302 ± 12 M év, ill. 348 ± 13 M év). A frakciókon, csekély mennyiségük miatt, további ásványtani vizsgálatok elvégzésre nem nyílt lehetőség. A közelmúltban, a Bükkium vizsgálatával kapcsolatban sikerült kimutatnunk (Balogh, 2006), hogy a $< 0,6 \mu\text{m}$ és $0,6-2,0 \mu\text{m}$ szemcseméretű frakció korkülönbsége nem magyarázható a záródási hőmérséklet különbségével: irreálisan lassú kiemelkedést kellene feltételeznünk. A NTZ vizsgálatával kapcsolatban legfontosabb megállapításunk, hogy ezen a területen még a $< 0,6 \mu\text{m}$ -es frakció is megőrizte a herciniai kort, tehát a $< 2 \mu\text{m}$ méretű világos K-csillámok vizsgálata alkalmas azon zónák, területek elhatárolására, amelyeket a herciniai kor óta még ezen finomszemcsés ásványok korának nullázásához elegendő fokú metamorf vagy (retrográd) diagenetikus hatás sem ért.

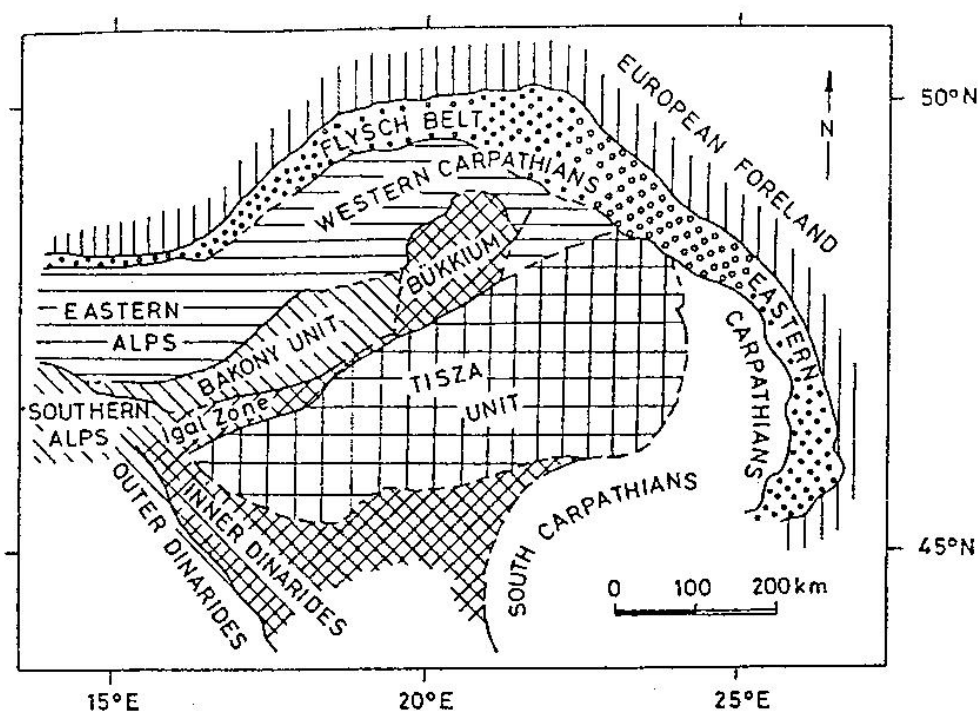
Ezzel szemben a MH-K területéről vett minták kora a 203 - 116 M év kortartományban szór, ÉK felé haladva bizonyos fiatalodás észlelhető. A nagy szórás olyan utóhatásnak tulajdonítható, ami a legfiatalabb kor idejénél nem idősebb; nem lett volna logikus feltételeznünk, hogy a sok különböző kor mindegyike külön földtani eseményt jelez. E feltevés ellenőrzésére először megvizsgáltuk az Egyházasrádóc-2 fúrás 5. magjának 2 frakcióját. A $< 0,6 \mu\text{m}$ -es frakció lényegesen fiatalabbnak adódott a $0,6 - 2,0 \mu\text{m}$ -es frakciónál (106 ± 5 M év, ill. 151 ± 6 M év). Igazán megnyugtató válasz az lett volna, ha a durvább frakció pl. herciniai kort ad. Nem ez történt, így a két szemcseméret vizsgálata mindössze az agyagásványokat felülbélyegző hatás idejét pontosította: az valamikor a kréta közepén történhetett, tehát megelőzte a Soproni-hegység területén lezajlott takaróképződést. Az Ölbő-2 fúrás egymástól 12-13 m-re lévő magjain jelentősen különböző korokat mértünk, ami nem tulajdonítható kb. 30 M év korkülönbséggel jelentkező földtani folyamatoknak. Magyarázat lehet a két mag ásványi összetételének különbsége: az idősebb magban igen sok a dolomit, s ismert, hogy a Mg tartalom növeli a víztartalmú ásványok argonmegtartó képességét, fékezi az agyagásványok képződését és átalakulását. (Roberson és Lahann, 1981).

A $< 2 \mu\text{m}$ -es ásványok elsődleges kora a NTZ és a MH-K területén egyaránt herciniai. Az alpi események idején a MH-K ásványai Ar-t veszítettek, valószínűsíthető, hogy a

gyengébben kötött Ar-t adták le. Az várható tehát, hogy egy kigázosítási kísérlet során a MH-K ásványai magasabb hőmérsékleten adják majd le Ar-tartalmukat. Az 5.2.2. ábra e kigázosítási kísérlet eredményét mutatja (Árkai és Balogh, 1989), ami megfelel várakozásainknak. Minthogy a kigázosodás ütemét több tényező befolyásolhatja, az 5.2.2. ábrának önmagában bizonyító ereje nincs, de jól beleillik a földtanilag is megalapozott képbe, és összhangban van a tágabb környezetre közölt megállapításokkal is (Flügel, 1980; Frank, 1983): a Keleti Alpok területén a radiometrikus korok sok helyen jeleznek középső- és felső-kréta eseményeket.

5.3. Alacsony hőmérsékletű metamorfózis és lehűlés kormeghatározása a Bükkium (legbelső Nyugati-Kárpátok, Magyarország) paleozoos és mezozoos formációin.

A Bükkium a Belső-Dinaridák ÉNy-i részén alakult ki, s jelenlegi helyzetét nagyléptékű mezo-alpi vízszintes eltolódás után foglalta el (Kovács, 1982, 1989a; Balla, 1988; Kázmér és Kovács, 1985, 1989). A Bükkium (vagy Bükk egység) a Szendrői-, Upponyi- és Bükk hegységeket foglalja magában. A Bükkium helyét az Alpok-Kárpátok-Dinaridák rendszerében az 5.3.1. ábra mutatja, metamorfózisának részletes leírása Árkai (1983, 1991) dolgozataiban található. Dinári típusú formációinak rétegtani kora a késő ordoviciumtól a felső-krétaig terjed. A regionális (dinamotermális) metamorfózis foka a diagenezis zónájának végétől az anchizónán át az epizónáig terjed (a zöldpalafácies klorit, maximum biotit izográdjáig).



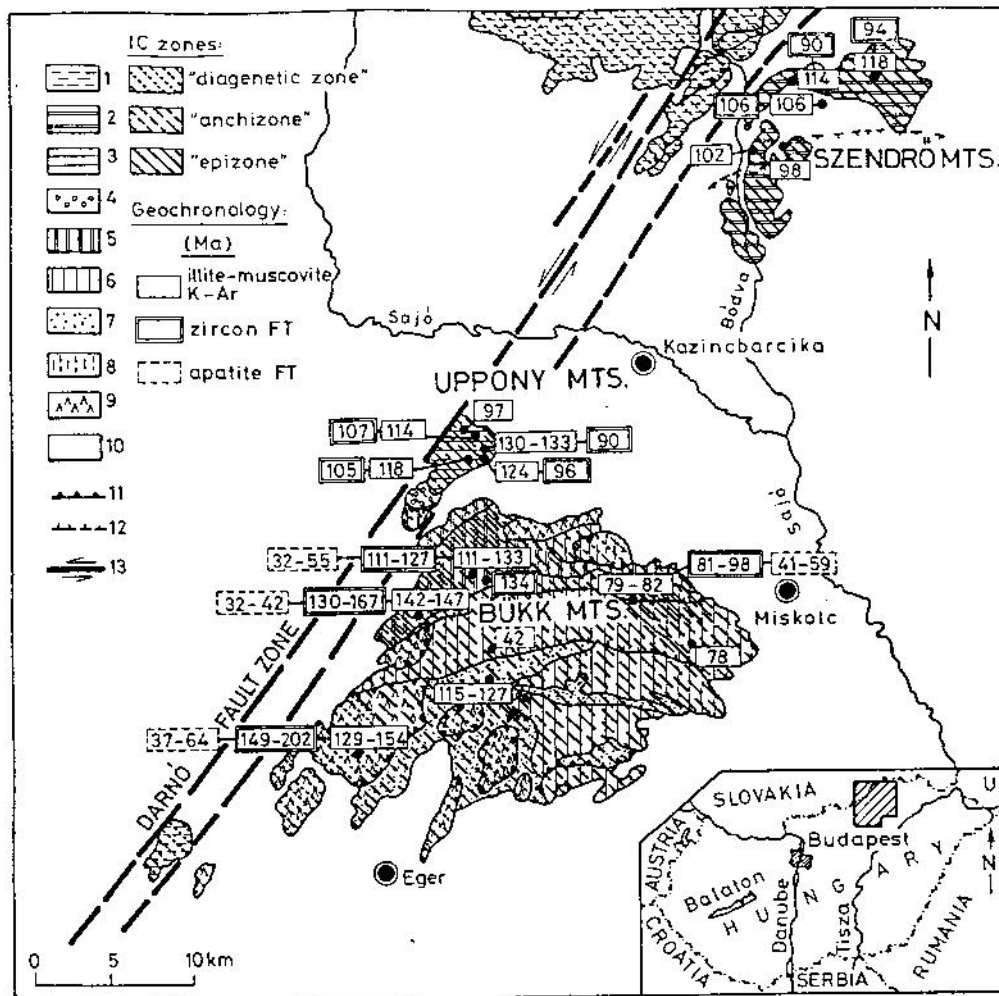
5.3.1. Ábra. A Bükkium tektonikai helyzete az Alpok-Kárpátok-Dinaridák rendszerében

A Szendrői-hegység paleozoos (középső-devontól középső-karbonig) formációit (5.3.2. ábra) alacsony-közepes nyomású epizónás (zöldpalafácies, klorit zóna) regionális metamorfózis érte, ami a terület déli részén elérte a biotit izográdját. A metamorfózis hőmérséklete Árkai és Fórizs nem publikált adatai szerint 350-450 °C lehetett. Az Upponyi-hegységben a felső-ordoviciumi - középső-karbon formációk (5.3.2. ábra) alacsony nyomáson metamorfizálódtak, amelynek hőmérséklete az anchi- és epizónák határának közelében (≈ 350 °C) lehetett. A metahomokkövek kloritoidot tartalmaznak, a metabazalt lávák és metatufák ásványtársulásai a glaukonit-szeladonit/szilpnomelán izográd környékére illeszthetők. A Bükk hegység középső-karbon–felső-jura formációit (5.3.2. ábra) több tektonikai egység építi fel, amelyek rétegsoraikban és metamorfózisuk fokában különböznek (Csontos, 1988). A Fennsík parautochtont többnyire anchizónás, részben epizónás alacsony-, közepes-nyomású regionális metamorfózis érte. A legfelső tektonikai egységet, a Szarvaskő-Mónosbél takarót felépítő jura rétegsorok mélyebb diagenetikus és alacsony hőmérsékletű anchizónás átalakulást mutatnak. A szarvaskői MORB típusú magmás öszlet ásványtársulása a prehnit-pumpellyit fáciesnek felel meg. A Bükkiumnak a K/Ar koradatok értelmezése szempontjából lényeges részletesebb földtani leírásával kapcsolatban Árkai és társai (1995) közleményére és az abban idézett szakirodalomra hivatkozom.

Dolgozatomban az Árkai és társai (1995a) által közölt $< 2 \mu\text{m}$ -es ásványokon K/Ar módszerrel elért eredményeinket foglalom össze. Az 5.3.2. ábrán a K/Ar korok mellett a Dunkl István által mért hasadvány nyom korok is fel vannak tüntetve.

Vizsgálatainkat megelőzően a területről kevés, kizárólag magmás kőzetten, és többségében K/Ar módszerrel végzett kormeghatározás állt rendelkezésre. A Keleti-Bükk felső-triász metariolitjain teljes kőzetten K/Ar (Balogh és társai, 1980) és Rb/Sr (Kovách és társai, 1985) módszerekkel mérve egyaránt alpi (102 - 93 M év) korok adódtak. Valamivel még fiatalabb K/Ar korú Lillafüreden egy metabázit telér (84 ± 4 M év). A Nyugati-Bükkben (Szarvaskőnél) a gabbróból elválasztott amfibol és a kontakt muszkovit közös kora 165 ± 5 M év, ugyanitt teljes kőzetmintán és földpáton mért korok (104-110 M év) az alpi átalakulásokat jelzik (Árva-Sós és társai, 1987). A szarvaskői kontakt muszkoviton később Ar/Ar kormeghatározás is készült (Balogh, 1999), ami a fenti adatokat megerősítve igen meggyőző plató kort ($162,9 \pm 0,9$ M év) eredményezett (Balogh és Pécskay, 2001). Ehhez rendkívül hasonló K/Ar izokron korokat határoztunk meg a Hejőszalonta-1 fúrásból ismert spilites diabázon (160,6 és 159,4 M év, Balogh és Pécskay, 2001). Az Upponyi-hegységben (Nekézseny) metabazaltokon mért korok részben a kréta átalakulás idejét mutatják, részben keverék korok (157-110 M év,

Balogh és társai, 1989a). A $< 2 \mu\text{m}$ -es ásványfrakción végzett kormeghatározásaink eredményeit az IC értékekkel együtt az 5.3.1. táblázat tartalmazza.



5.3.2. Ábra. A Bükkium földtani és metamorf térképvázlata a koradatok feltüntetésével. Kovács (1989b), Csontos (1988) és Árkai (1983, 1991) után. 1. Dél-Gömöri egység (felső-perm – mezozoikum) 2. Szendrői paleozoikum (középső-devon – középső-karbon) 3. Upponyi paleozoikum (felső-ordovicium – középső-karbon) 4. Gosau típusú szenon konglomerátum 5-9. A Bükk paleo- és mezozoikumai. 5-7. Fennsík parautochton: 5. paleozoikum (középső-karbon – perm) 6. triász (Bükk Fennsík és Keleti Bükk) 7. jura (Déli Bükk) 8. Kisfennsík takaró 9. Szarvaskő-Mónosbél takaró (többnyire jura) 10. harmadidőszak és kvarter 11. takaróhatár 12. pikkelyeződés a takaróban 13. (oldal)eltolódás. A koradatok egyedi értékek vagy intervallumok.

Minta	Kőzettípus	Rétegtani kor	Kor±1σ (M év)		<0,6μm	IC (Δ °20)
			<2μm	0,6-2μm		
Bükk hg, Szarvaskő-Mónosbél takaró 9. egység az 5.3.2. ábrán						
90-B-1	homokkő	J	129±5			0,362
90-B-6	homokkő	J	152±6			0,488
90-B-8	homokkő	J	137±5			0,371
B-146/a-b	homokkő/palás agyagkő	J	154±6	152±6	127±5	0,446
Bükk hg, Fennsík parautochton, 7 egység az 5.3.2 ábrán						
Lökvölgy-II/zs	agyagpala	J	115±4	120±4	102±4	0,281
Lökvölgy-II	agyagpala	J	119±5	113±4	86±3	0,288
90-B-4	homokkő	J	127±5			0,362
A Keleti Bükk triász formációi 6. egység az 5.3.2. ábrán						
90-B-11	pszamitos agyagpala	T ₃	79±3			0,216
B-600	metaandezittufa	T ₂		82±3		0,207
Bagolyhegy-2	metariolittufa	T ₃		77±3	67±3	0,183
Bagolyhegy-3	metariolittufa	T ₃		78±3	45±2	0,174
Karbon kőzetek az Északi Bükkből. 5. egység az 5.3.2. ábrán						
Tr-II/8	agyagpala	C ₂	133±5	133±5		
90-B-16	metahomokkő	C ₂	111±4			0,214
B-170	agyagpala	C ₂	122±5			0,219
90-B-17	konglomerátum	C ₂	147±6			0,222
90-B-17	kongl./metahomokkő	C ₂	142±5			0,231

Minta	Kőzettípus	Rétegtani kor	Kor±1σ (M év)		<0,6μm	IC (Δ °2θ
			<2μm	0,6-2μm		
Upponyi-hg. 3. egység az 5.3.2.ábrán						
U-1945 m	metagrauvakke	C ₂₋₃	114±4			0,234
U-380 m	cippolino	D ₃	97±4			0,198
Dt-8. 31.0 m	agyagpala	S(?)	130±5	133±6		0,177
Dt-8. 268.0 m	agyagpala	S(?)	133±5	133±5		0,221
U-7012	metahomokkő	S(?)	118±5			0,181
U-7010	metahomokkő	O3(?)		123±5	71±3	0,211
U-7002	metahomokkő	O3(?)		125±5	90±4	0,276
Szendrői-hg. 2. egység az 5.3.2. ábrán						
Sz-22. 33,8 m	fillit	C ₁₋₂		102±4		0,200
G-1. 352,3 m	fillit/metahomokkő	C ₁₋₂	106±4			0,200
Rsz-5. 35,0 m	metahomokkő	C ₁₋₂	114±5			0,211
M-3. 9,0 m	metahomokkő	C ₁₋₂	118±5			0,249
A-1. 61,3 m	cippolino	D ₃		98±4		0,224

5.3.1. Táblázat. K/Ar korok és IC értékek a Bükkium fő rétegtani egységein

A Szarvaskő-Mónosbéli takaró alacsony hőmérsékletű diagenetikus-anchizónás elváltozásának hőmérséklete 200 °C, maximum 250-300 °C lehetett. A homokkőből és agyagpalából szeparált < 2,0 µm-es frakcióinak kora a 154 - 129 M év kortartományban szór, az idősebb értékek (154 - 152 M év) összhangban vannak a kontakt muszkoviton mért 162,9 M év Ar/Ar plató korral, az eltérés magyarázható a kisebb szemcsemérettel (Balogh, 1999; Balogh és Pécskay, 2001). A B146/a-b mintából elválasztott < 0,6 µm-es frakció 127 M év kora idősebb a magmás földpátok koránál, tehát a középső-kréta események a földpátokénál kevésbé fiatalították meg a < 0,6 µm-es frakció korát. Ez attól függetlenül igaz, hogy a < 0,6 µm-es frakció a K/Ar kora által jelzett időben keletkezett-e, vagy nem sokkal a < 2 µm-es frakció keletkezése után, és a középső-kréta események idején maga is fiatalodott. Elemzést érdemel a K/Ar és a cirkonon mért hasadvány nyom korok viszonya. A cirkon teljes egészében törmelékes, míg a < 2 µm-es frakció csak részben az. Látható, hogy az ultrabázisos magma benyomulása nem járt együtt a cirkon hasadvány nyom korát regionálisan is fiatalító hőhatással, a < 2 µm-es frakció törmelékes összetevőjéről csak az tudható, hogy nem lehet fiatalabb a törmelékes és autigén ásványokat egyaránt tartalmazó teljes < 2 µm-es frakcióra meghatározott kornál.

A Bükk Fennsík parautochtonján a korok 127 - 115 M év tartományban szórnak. A Fennsíkon tehát erősebb volt a középső-kréta hatás mint a Szarvaskő-Mónosbél takarón, de még ez sem nullázta teljesen a törmelékes ásványok korát (ezt mutatják az IC értékek is). A két, Lökvolgyből begyűjtött magas hőmérsékletű anchizónás agyagpala < 0,6 µm-es frakciójának kora 102 és 86 M év, vagyis jobban szór, mint a < 2 µm-es frakciók kora; átlagértékük jól közelíti a Szendrői- és Upponyi-hegységek metatufitjainak a korát (98 - 97 M év). A két < 0,6 µm-es frakció korkülönbségét talán eltérő geokémiai viszonyokkal (pórusvíz összetétele?) lehetne magyarázni.

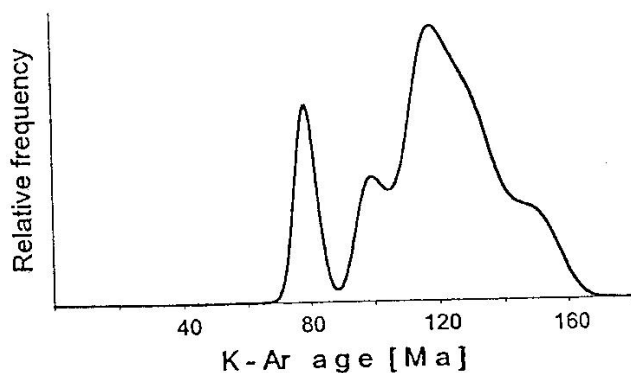
A parautochton keleti részén (Keleti Bükk) szignifikánsan fiatalabb korokat mértünk (79 - 82 M év, 5.3.1. táblázat). Ez szintén összhangban van a magmás kőzeteken mért adatokkal (84 - 77 M év), ez az az egység a Bükkiumban, ahol a törmelékes csillámok kora is nullázódott a kréta metamorfózis idején. Emellett itt a K/Ar és cirkonon mért hasadvány nyom korok egyezése is jobb. Elgondolkasztató a < 0,6 µm-es frakció igen fiatal (67 - 45 M év) kora. Kérdéses, hogy ez földtani eseményt, vagy csak rendkívül lassú átkristályosodást jelez-e, esetleg felszíni mállás igen fiatal termékét is tartalmazza?

A parautochton északi- és északnyugati részén, az átalakult karbon és perm üledékeken mért korok szórnak (147 - 111 M év), de mégis, észak felé fiatalodó tendencia látható (5.3.2. ábra). Ugyanezt mutatják a cirkonon mért hasadvány nyom korok is.

A Szendrői-hegységben az illit-muszkovitok átlagos kora 108 ± 8 M év, a legidősebb egy metahomokkő (118 M év), legfiatalabb egy metatufit betelepüléseket tartalmazó cippolino-szerű márvány (98 M év).

Az Upponyi-hegységben a $< 2 \mu\text{m}$ -es frakciók K/Ar kora 133-tól 97 M évig terjed, a legfiatalabb kor itt is a törmelékes csillámtól mentes cippolino-hoz tartozik. Az biztonsággal kijelenthető, hogy ellentétben a Szarvaskő-Mónosbél takaróval, a Szendrői- és Upponyi-hegységekben a cirkonon mért hasadvány nyom korok nem idősebbek a $< 2 \mu\text{m}$ -es frakciók K/Ar koránál. Ennek ásványszerkezeti okát jól mutatja a két területet jellemző IC értékek különbsége.

A $< 2 \mu\text{m}$ -es ásványokon mért korok eloszlását a Bükkium egész területére kiterjedően mutatja az 5.3.3. ábra, amit Hurford és társai (1984) nyomán Dunkl István és Árkai Péter szerkesztett. Jól látszik az éles csúcs a felső-krétában (79 ± 3 M év), ami egyértelműen jelzi a Keleti-Bükk metamorfózisának nagyobb fokát és fiatalabb korát. Ez egyúttal gyors kiemelkedést is jelent, mert lassú kiemelkedés a korok szórását eredményezte volna. Az idősebb korok sokkal szélesebb csúcsot alkotnak. Egy idősebb, de még felső-kréta anchi-epizónás átalakulás idejét a két jól egyező cippolino kor (98-97 M év) mutatja, az idősebb korok nagy valószínűséggel a különböző mértékben fiatalodott törmelékes ásványoknak tulajdoníthatók. A 118 M évnél jelentkező széles csúcs baloldalán kivehető kisebb csúcs és az idősebb koroknál kivehető váll vagy a középső- felső-kréta metamorfózis eltérő intenzitásával, vagy a kiemelkedés korának különbségével lenne magyarázható, és egy idősebb metamorf hatás sem zárható ki.



5.3.3. Ábra. A K/Ar korok eloszlása a Bükkium területén. Hurford és társai (1984) módszerével szerkesztették Árkai Péter és Dunkl István

A Bükkium < 2 μm -es ásványainak vizsgálata a korviszonyok tisztázása, ill. más módszerekkel nyert eredmények megerősítése mellett egy további jelentős eredménnyel járt: a <2 μm -es ásványokon és a metamagmás kőzeteken végzett vizsgálatok eredményei igen jól egyeztek. A kistektonikus és nagyon kistektonikus metamorfitekben (tulajdonképpen a biotit izográdot el nem ért metamorfitekig) legtöbbször csak a szmektit \rightarrow I/S \rightarrow illit \rightarrow muszkovit sor tagjai a K/Ar kormeghatározásra alkalmas ásványok. A Bükkiumban végzett vizsgálatok igazolták a <2 μm -es ásványok használatának jogosságát. Ezek az eredmények hitelesebbé, és megbízhatóbban ellenőrizhetővé teszik a magmás és/vagy magasabb fokú metamorfizált kőzeteket nem tartalmazó területeken végzett kronológiai kutatásokat.

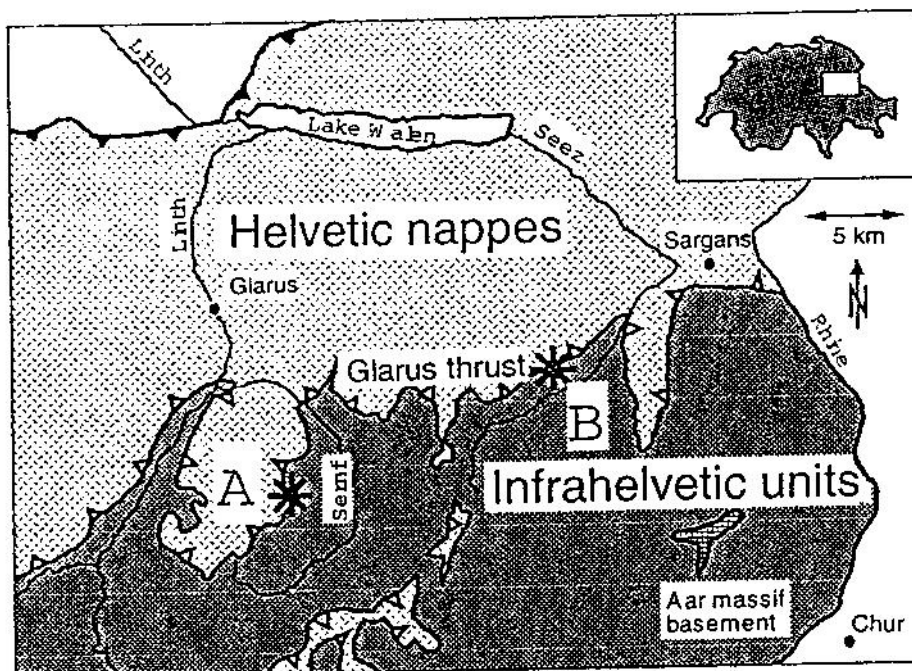
5.4. A tektonikai feszültség hatása a < 2 μm -es filloszilikátokra: esettanulmányok a Glarus áttolódás (overthrust) és Kandersteg (Svájc) környékén. Tektonikai események kormeghatározásának lehetősége.

5.4.1. Kistektonikus metamorfitek a Glarus áttolódás szelvényeiből.

A Glarus áttolódás szelvényeiből Árkai és társai (1997) az illit-muszkovit kristályszerkezeti jellemzői (IC, ChC, krisztallit méret, rácsdeformáció) mellett < 2 μm -es filloszilikátokon mért K/Ar koradatokat is közöltek, amelyek a tektonikai események idejére nyújtanak felvilágosítást. Dolgozatomban csak a K/Ar módszer eredményeire térek ki, egyéb vonatkozásokban Árkai és társai (1997) közleményére szeretnék hivatkozni.

A vizsgált terület vázlatát az 5.4.1. ábra mutatja. A helvét takarók, amelyeket itt főleg a perm Verrucano agyagpalák alkotnak, feltolódnak az alsó-helvét egységekre. Az alsó-helvét egységeket itt elsősorban karbonáttartalmú agyagpalák alkotják, amelyek az Észak-Helvét flis felső-eocén és alsó-oligocén parautochtonját, és a dél-helvét egységek középső - felső-eocén allochtonját képezik. Az áttolódási síkot egy kb. 1 m vastag, valószínűleg mezozoos, mészmilonit réteg jelzi. A vizsgált két szelvény helyét az 5.4.1. ábrán A és B jelöli. Frey (1988) kimutatta, hogy a feltolódott perm Verrucano epizónás körülmények (300 - 350 °C) közé került, a harmadidőszaki flist pedig közepesfokú, közepes nyomású anchizónás regionális metamorfózis (250 - 300 °C) érte. A képlékeny deformáció maximuma, a palásság kialakulása, a felgyűrődés és áttolódás az ún. Calanda fázishoz köthető (Trümpy, 1969; Schmid, 1975; Milnes és Pfiffner, 1977; Pfiffner, 1986), ehhez kapcsolódott a metamorfózis is, a maximális hőmérséklet nem sokkal a deformáció után jelentkezett. A Calanda fázist követő kevésbé

képlékeny deformációk a takaró mozgásához kapcsolódnak, s az áttolódási sík alatt és felett egy összesen 200-300 m vastag zónát érintettek.



5.4.1. Ábra. A Linth és Sernf völgyek közének geológiai vázlata, Glarus Alpok, Kelet-Svájc. Árkai és társai közleményéből (1997). A csillagok a megmintázott A és B szelvények helyét mutatják

Hunziker és társai (1986) és Hunziker (1987) radiometrikus kormeghatározásainak eredményeit, nem publikált eredményekkel kiegészítve Frey (1988) foglalta össze. Kb. 300 m-re az áttolódási sík felett 30,5 M év Rb/Sr és 24,2 M év K/Ar korokat mértek. A szerzők a Rb/Sr kort a metamorfózis fő fázisaként (vagy annak egy kissé fiatalodott közelítéseként), értelmezték, a 23 - 25 M év K/Ar korokat pedig a metamorfózist követő transzlációhoz kapcsolták.

Az MF-998 sz. 0,1 - 2,0 μm -es filloszilikát szeparátumon Hunziker és társai (1986) 24,2 \pm 1,5 M év kort mértek. Az ATOMKI K/Ar laboratóriumában ugyanezen a mintán 25,8 \pm 1,1 M év kort határoztunk meg (Árkai és társai, 1997); a hibahatároknak megfelelő egyezés mutatja, hogy a két adathalmaz között nincs szisztematikus eltérés.

Mérési eredményeinket az 5.4.1. táblázat tartalmazza. Az MF-998 - 1005, ill. 1995 - 1998 sz. minták a permi Verrucano-t ill. a harmadidőszaki flist képviselik. Az MF-1001 minta felülről, az MF-1002 alulról érinti az áttolódási síkot. A B szelvényben az áttolódási sík az MF-1995 és MF-1998 sz. minták között helyezkedik el (5.4.1. ábra). Az A szelvényben a perm

Verrucano agyagpalán mért korok átlaga $28,1 \pm 2,9$ M év, ami Hunziker és társainak (1986) eredményeit is figyelembe véve $27,0 \pm 3,5$ M évre módosul. A legidősebb kor a Calanda fázisban történt metamorfózis idejét közelíti, a fiatalabb korok pedig az áttolódás idején lezajlott kevésbé képlékeny deformáció során alakultak ki.

Minta MF-	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor $\pm 1\sigma$ M év
		10^{-6} cm ³ STP/g	%	
998	7,93	8,023	54,8	25,8 \pm 1,1
1000	4,03	5,205	38,5	32,9 \pm 1,6
1001	0,859	0,919	8,2	27,3 \pm 4,6
1002	3,70	8,014	45,0	54,8 \pm 2,4
1003	4,80	16,44	71,3	86,0 \pm 3,4
1004	4,35	22,83	57,9	130,2 \pm 5,1
1005	5,31	17,07	76,3	80,9 \pm 3,1
1995	4,56	5,508	19,4	30,8 \pm 2,3
1196	5,35	4,729	35,4	22,6 \pm 1,1
1997	5,76	3,106	26,7	13,8 \pm 0,8
1998	5,15	3,410	38,2	17,0 \pm 0,8

5.4.1. Táblázat. Illit-muszkovit-dús <2 μ m méretű frakciókon mért K/Ar korok a Glarus áttolódás (Svájc) kis-hőmérsékletű metamorfitjain

A fekvő képező alsó helvét flis < 2 μ m-es filloszilikátjainak K/Ar kora lényegesen idősebb a rétegtani kornál (kb. 35 M év). Frey (1988) a 450, 900 és 1100 m-ről származó mintákra 57,7, 50,7 és 49,9 M év korokat közölt. Az általunk végzett kormeghatározások (Árkai és társai, 1997) lényegesen nagyobb kortartományban szórnak (5.4.1. táblázat), csak közvetlenül az áttolódási sík mellől vett minta ad a Frey (1988) által közölt korokhoz hasonló értéket (54,8 M év), ennek oka az áttolódás részlegesen fiatalító hatása lehet, ami az áttolódási síktól távolabb már kevésbé érvényesült. A további 3 pont (-20, -40 és -60 m-re az áttolódási síktól) kora rendszertelenül szór a 130,2 - 80,9 M év kortartományban. Az idősebb korokat nyilvánvalóan törmelékes filloszilikátok okozzák, amelyek K/Ar kora az áttolódással kapcsolatos deformáció során nem nullázódott. Az idős korok szórását a törmelékes és újonnan képződött ásványok arányának változása, az egyes rétegek eredeti korának különbsége, vagy akár az egyes rétegekben eltérően érvényesülő fluidális hatások is okozhatják.

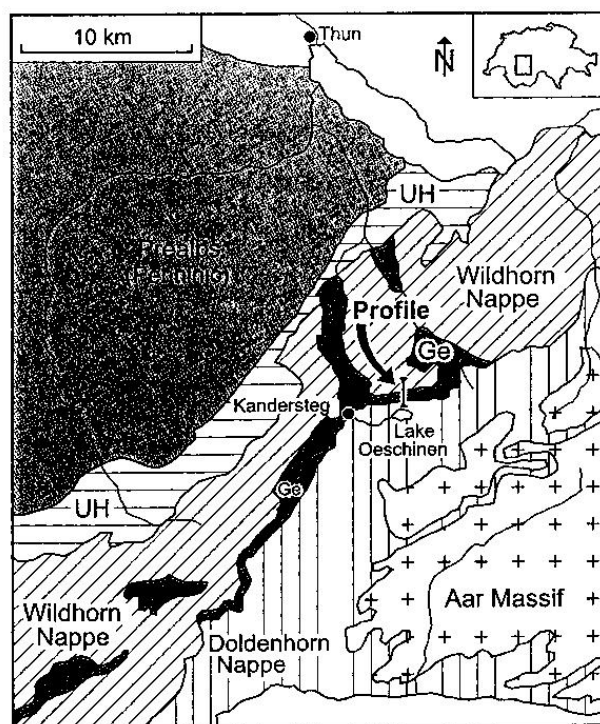
A B szelvényből 4 mintát vizsgáltunk (5.4.1. táblázat). 10 m-rel az áttolódási sík felett már elég jó közelítéssel megkapható a Calanda fázis kora (1995. sz., $30,8 \pm 2,3$ M év), 0,4 m-rel az áttolódási sík felett már lényegesen fiatalabb kor $22,6 \pm 1,1$ M év) mérhető. Ezek az értékek csak kevéssel fiatalabbak a permi Verrucano-ra az A szelvényben mérhető értéknél. A Glarus áttolódás vizsgálatakor a B szelvény fekvésében kimutattuk az eddig észlelt legfiatalabb korokat (MF-1997, -0,05 - -0,12 m, $13,8 \pm 0,8$ M év, Árkai és társai, 1997), ami a helvét Sántis takarólemezt jelenlegi helyére kerülésének az ideje lehet. Kb. 0,5 m-rel lejjebb már idősebb a kor ($17,0 \pm 0,8$ M év). A B szelvény mentén tehát az áttolódási sík alatt a meszes milonitokon és az agyagpalákon egyaránt jóval fiatalabb korok mérhetők mint az A szelvény mentén, és az általunk mért korok fiatalabbak a meszes milonitok Lochseite típusú megjelenéseire a Hunziker és társai (1986) által közölt kb. 23 M évnél is. Mindez azt mutatja, hogy a B szelvény és környéke a legalkalmasabb az áttolódás idejének meghatározására.

5.4.2. A tektonikus nyírási deformáció (tectonic shear strain) lehetséges hatása a filloszilikátokra: a $< 2 \mu\text{m}$ -es ásványok tanulmányozása Kandersteg környékén (Helvét domén, Központi-Alpok, Svájc)

A tanulmányozott terület Svájc központi részén, Kandersteg falutól keletre található. Az Oeschinen-tótól északra kiválasztott szelvény mentén a magasságkülönbség kb. 1100 m, felülről lefelé haladva a Wildhorn, Gellihorn és Doldenhorn takarókat metszi: ezek alkotják a Helvét domént a Központi-Alpok északi peremén. A terület földtani térképvázlata az 5.4.2. ábrán látható. A sorozat rétegtani kora a liásztól az eocénig terjed, jura és kréta mészkövek és márgák, továbbá közbetelepült agyagpalákat tartalmazó homokkövek építik fel (Trümpy, 1980; Burkhard, 1988). Az alpi ütközés során pennini takarók tolódtak fel a helvét takarókra, s azokat eltemetve zöldpala fokozatig metamorfizálták és deformálták. A Helvét domén területén a szerkezetileg magasabban fekvő egységektől lefelé haladva az orogén metamorfózis foka általában növekszik, és ugyancsak növekszik az egyes tektonikai egységeken belül a külső, ÉNy-i részekről a belső, DK-i részek felé haladva. A tanulmányozott szelvény mentén a Wildhorn takaró diagenetikusán változott el, míg a Gellihorn és Doldenhorn takarók anchizónás, a prehnit-pumpellyit fáciesnek megfelelő fokon metamorfizálódtak (Frey, 1986; Frey és Ferreira-Mählmann, 1999). Kronosztratigrafiái, szerkezeti, izotópos koradatok és a szerves anyag érettségi szintje szerint (Burkhard, 1988; Huon és társai, 1994; Erdelbrock, 1994; Rahn és társai, 1995, 1997) a metamorfózis alapvetően termikus volt, és csúcsértékét 34

- 30 M éve érte el. A Kandersteg terület tektonometamorf története nagyon hasonló a Glarus Alpokéhoz (Hunziker és társai, 1986).

A Kandersteg szelvény kutatásában (Árkai és társai, 2002) természetesen K/Ar kormeghatározásokkal vettem részt, a GKL-ben előállított 0,1 - 2,0 μm -es frakciókat használtam. A K/Ar korokat az 5.4.2. táblázat tartalmazza. A szelvény mentén lefelé, a magasabb fokon metamorfizálódott kőzetek felé haladva erős fiatalodás figyelhető meg, a K/Ar korok kb. 90 M évről mintegy 30 M évre csökkennek. Ezzel szemben a takaróhatárokon a K/Ar kor csökkenése, az adatok nagy szórása miatt, nem meggyőző. A milonitosodott zóna azonban nem korlátozódik a takaróhatárokra, hanem a Gellihorn takaró belsejében, kb. 2035 m tengerszint feletti magasságon kezdődik és kb. 50 m vastag (Árkai és társai, 2002, 2. ábra). Árkai és társai (2002) vizsgálatai az IC, ChC, átlagos krisztallit méret, vitrint reflexió (VR), rácsdeformáció és ásványos összetétel (XRD) meghatározására is kiterjedtek. Idézett közleményük 2 - 5. ábrái azt mutatják, ugyanazon magasságból vett minták más paraméterei (pl. krisztallit vastagság, rácsdeformáció, VR) között is jelentős eltérés lehet. Felidézve Eberl (1993) véleményét, miszerint a kerogén érése katalizálja az illitképződést, továbbá figyelembe véve, hogy a Kandersteg szelvény mentén a metamorfózis lényegében egyidejű volt a takaróképződéssel, a kezdeti, nem meggyőző eredmények nem jelenthetik, hogy a kisfokú metamorfitek milonitosodásának datálása reménytelen.



5.4.2. Ábra. Kandersteg környékének térképvázlata. Ge: Gellihorn takaró, UH: Ultrahelvét egységek

Minta	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor M év
		cm ³ STP/g	%	
MF-2719	4,07	1,436x10 ⁻⁵	80,0	88,6±3,4
MF-2720	4,22	1,449x10 ⁻⁵	81,6	86,2±3,3
MF-2721	5,87	1,458x10 ⁻⁵	77,3	62,8±2,4
MF-2722	4,71	1,677x10 ⁻⁵	79,3	89,4±3,4
MF-2723	4,79	1,440x10 ⁻⁵	76,3	75,7±3,0
MF-2724	3,14	7,009x10 ⁻⁶	76,2	56,5±2,2
MF-2725	4,42	1,008x10 ⁻⁵	74,3	57,7±2,2
MF-2727	3,81	9,789x10 ⁻⁶	58,2	64,9±2,6
MF-2729	3,98	1,138x10 ⁻⁵	72,5	72,1±2,8
MF-2753	4,22	1,036x10 ⁻⁵	82,1	62,1±2,4
MF-2754	3,36	7,267x10 ⁻⁶	49,3	54,8±2,3
MF-2755	4,03	6,242x10 ⁻⁶	61,2	39,4±1,6
MF-2756	4,40	8,470x10 ⁻⁶	54,1	48,9±2,0
MF-2757	4,79	6,502x10 ⁻⁶	47,4	34,6±1,5
MF-2760	5,86	9,573x10 ⁻⁶	68,5	41,5±1,7
MF-2761	4,91	7,136x10 ⁻⁶	57,2	37,1±1,5
MF-2762	5,06	6,033x10 ⁻⁶	54,5	30,4±1,3

5.4.2. Táblázat. Illit-muszkovit-dús, 0,1-μm méretű frakciókon mért K/Ar korok a Kandersteg (Központi Alpok, Svájc). A szelvény helye 5.4.1. ábrán.

5.4.3. Tektonikus zónák kormeghatározása.

Tektonikus zónák kormeghatározása radiometrikus módszerekkel rendszeresen, bár nem túl gyakran alkalmazott eljárás. Alapja a tektonikai igénybevétel során lejátszódó Ar-leadás, amit a hőmérséklet emelkedése, az ásványok átkristályosodása idézhet elő, de új ásványok képződésére is sor kerülhet. A tektonikus igénybevétel ideje vagy az esemény idején nullázódott korú ásványok K/Ar kormeghatározásával, vagy pedig a részlegesen Ar-t vesztett ásványok Ar/Ar módszeres mérésével adható meg. Az utóbbi esetben a legalacsonyabb hőmérsékleten mért korok közelítik a tektonikai igénybevétel idejét. Lényeges, hogy a nyírás zónájából vett közet mellett a deformáció által nem érintett, távolabbi mintákra is terjedjen ki a vizsgálat, ellenkező esetben ugyanis, különösen polimetamorf területen, lehetséges, hogy egy későbbi átalakulás egységesen fiatalította a deformált zóna és környezete korát, s a koradatok nem az elmozdulás, hanem a területet egységesen érintő utolsó metamorfózis korát fogják megadni.

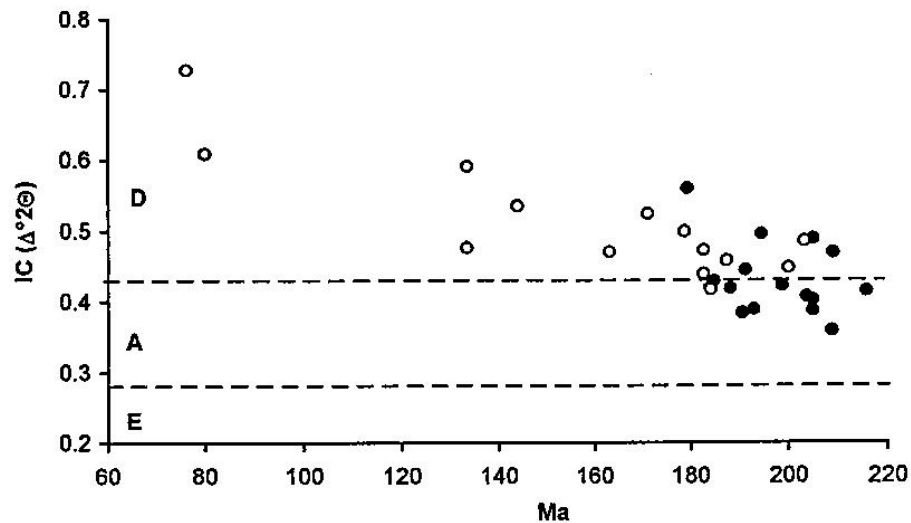
Az elég nagyszámú közlemény közül Lee és Sutter (1991), Monié és társai (1994) munkáira, valamint Gromet (1991) összefoglaló munkájára szeretnék hivatkozni. Ezen a

területen örvendetes kezdeményezést jelentett Lelkes-Felvári és társainak (2000) munkája, akik a Bécsi Egyetem geokronológiai laboratóriumával együttműködve a Mecsekben ultramilonitos zóna korát határozták meg.

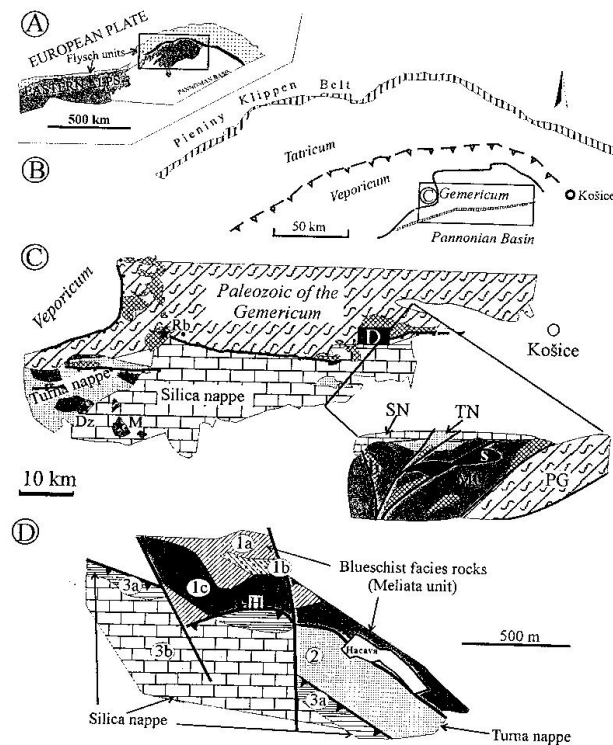
Az ilyen jellegű vizsgálatokat eredményesebben lehet nagyobb fokon metamorfizálódott vagy mélységi magmás kőzeteket ért tektonika datálására használni, mert ekkor a több ásványra kiterjeszthető kormeghatározás elősegíti a hibalehetőségek kiszűrését.

Az előzőekben vázolt vizsgálataink célja a tektonikai hatások datálása volt olyan alacsony hőmérsékleten lezajlott átalakulások esetén, ahol a K/Ar vizsgálatokra csak a szmektit \rightarrow illit átalakulási sor ásványai állnak rendelkezésre. A diagenetikusan átalakult, kislefokú, sőt nagyon kislefokú metamorfitokat ért tektonika datálását tovább nehezíti az idősebb, törmelékes ásványok jelenléte. A Svájc területén végzett vizsgálataink jól jelzik a metamorfózis foka és a K/Ar kor közötti összefüggést, magának a tektonikus hatásnak a megnyugtató datálásáig nem sikerült eljutnunk. Ennek egyik oka a megfelelően részletes vizsgálatok lehetőségének hiánya volt.

Hazai viszonylatban biztató kezdetnek tekinthető a nagy aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló kutatásokkal kapcsolatban a Bodai Albitos Agyagkő Formáción végzett kutatásunk (Árkai és társai (2000b)). Az 5.4.3. ábra az IC index és a K/Ar kor összefüggését mutatja, koradatainkat Árkai és társai (2000b) közleményének 2. táblázata tartalmazza. A legfiatalabb korok tektonizált zónákból származnak, a két legfiatalabb kor $79,9 \pm 3,0$ M év és $76,3 \pm 2,9$ M év, s az ezután következő 3 legfiatalabb kor már a jura-kréta határ közelében van ($143,9 - 133,5$ M év), és szintén tektonizált zónából származik. Itt tehát meggyőzően látszik, hogy a tektonika fiatalította a korokat, de nem minden esetben, sőt, abban sem lehetünk biztosak, hogy a két legfiatalabb kor valóban a legfiatalabb tektonikai hatás idejét közelíti-e. Meg szeretném jegyezni, hogy a Magyar Állami Földtani Intézet részére üveghutai fúrásokból származó néhány $< 10 \mu\text{m}$ -es(!) agyagásványon végzett mérésünk közül a legfiatalabb $75,2 \pm 3,0$ M év kort adott. Mindez még nem elég annak kimondására, hogy agyagásványok mérésével biztosan megállapítható a töréses szerkezet kialakulásának ideje, de eredményeink biztatóak, s a Bodai Albitos Agyagkő Formáció ideális kutatási területnek látszik a jó mintavételi lehetőség, és a kőzet nagy albit tartalma miatt, amire ki lehetne terjeszteni a kormeghatározásokat.



5.4.3. Ábra. < 2 μm -es illit-muskovit-dús minták K/Ar kora. Üres kör friss, sötét kör töredezett vetőagyag kőzet. E: epizóna, A: anchizóna, D: diagenetikus zóna



5.5.1. Ábra. Térképvázlatok a Mellétei egységről és környezetéről. A Az Alpi–Kárpáti–Pannóniai rendszer. B Helyzete a Nyugati-Kárpátokban. C Térképvázlat a Mellétei egységről és környezetéről. Az idealizált metszet felülről lefelé: SN Szilicei takaró; TN Tornai takaró; MU Mellétei egység tektonikai blokkokkal. s: szerpentinit, b: kékpala fáciesű kőzetek PG Gömöri Paleozoikum. D Hačava környékének földtani viszonyai: 1. kékpala fáciesű kőzetek (1a fillit; 1b metabazalt, 1c márvány) 2. Tornai takaró fillitjei 3. Szilicei takaró (3a mészkő, 3b hematitos sötét mészkő) A csillagok C és D-ben a mintavételi helyek M Melléte, Dz Držkovce, Rb Roznavské Bystre és H Hačava

5.5. Nagyon kisfokú metamorfózis kormeghatározása a Mellétei egység (Nyugati-Kárpátok, Szlovákia) üledékes kőzetein.

A vizsgált terület földtani vázlata az 5.5.1. ábrán látható. A Mellétei egység mélangé-szerű akkréciós ék, a nagyon kisfokú metapelitekben található filloszilikátok nem-egyensúlyi viszonyok között, a progresszív átalakulás idején alakultak ki. Emiatt a triász-jura üledékes sorozat alacsony hőmérsékletű átalakulására meghatározott nyomás és hőmérséklet értékek megközelítően érvényesek, bár mikroszkópikus méretekben valószínűleg az egyensúlyi viszonyokat közelítő állapotok jöttek létre. Az üledékes összletben a Tethys Melléte-Hallstatt ágának alábukott lemezmaradványai (metabazaltok) találhatók; a kékpala fáciesű metabazaltok az üledékek progresszív metamorfózisa idején retrogresszív átalakuláson mentek át.

A terület részletes leírását, a kronológiai eredmények értelmezését Árkai és társainak (2003b) munkája, illetve az abban hivatkozott közlemények tartalmazzák. Kormeghatározásokat <2 μ m-es világos K-csillámokon (illit-muszkovit(fengit)) végeztünk, a Mellétei egység kőzeteit 4 lelőhelyről gyűjtöttük be.

1. A Melléte községtől 1,5 km-re nyugatra feltárt lelőhely kőzetei a mellétei típusú kőzetek leggyakoribb liász-malm sorozatához tartoznak (sötétszürke pala, homokkövek, foltos márga, sötét mészkő), ezeket képviselik az M1 - M4 mintáink.

2. Mellétei típusú kőzetek (pelitek, pelites aleuritok, karbonátos palák) találhatók a Tornai-takaró alatt, Držkovce (Deresk) falutól nyugatra (Dz1 - Dz7).

3. A Hačava (Hacsó) mellett feltárt pelites-márgák és mészkövek a Mellétei egység és a fekvésében lévő Szilicei-takaró közötti tektonikus zónát reprezentálják (H2 - H12). A Szilicei-takaró felül fehér mészkő, alól sötét, hematitos mészkő, a Mellétei fekvő kékpala fáciesű fillit.

4. A Rožňanské Bystre (Sebespatak) közeléből milonitosodott kékpala fáciesű filliteket vizsgáltunk (Rb3 - Rb7). A kőzetek kloritoid relikumokat és glaukofán utáni albit és klorit pszeudomorfózákat tartalmaznak.

A vizsgált <2,0 μ m-es frakciókban mindig az illit-muszkovit a domináns ásvány, s tekintve az ásványok K-tartalmát, a K/Ar korokat a világos K-csillámok határozzák meg. A mellétei lelőhelytől eltekintve a világos K-csillámok kevés paragonitot is tartalmaznak, a kor és a Na-tartalom között azonban pozitív korreláció nem figyelhető meg. Ez összhangban van megfigyeléseinkkel, miszerint üledékek szubdukciójához köthető kőzetekben (ahol a szubdukció nagymennyiségű atmoszférikus argont juttatott a köpeny kőzetei közé) ritkán figyelhető meg többlet Ar (legalábbis jelentős koncentrációban). Kormeghatározásaink eredményeit az 5.5.1. táblázat tartalmazza.

Minta	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor±1σ M év
		10 ⁻⁵ cm ³ STP/g	%	
M1	3,507	1,813	73,6	128,3±5,0
M2	4,394	2,376	71,9	134,0±5,2
M3	2,33	1,506	67,6	159,1±6,2
M4	3,517	2,553	85,1	177,7±6,8
Dz1	6,499	3,021	81,9	115,8±4,5
Dz3	5,831	2,964	87,6	126,2±4,9
Dz5	5,998	3,462	83,8	142,7±5,7
Dz7	5,520	3,338	86,3	149,2±5,7
Rb7	2,496	1,277	63,4	127,0±5,1
Rb3	5,097	2,943	78,5	142,7±5,6
Rb4	3,517	1,737	80,3	122,8±4,8
Rb5	4,905	3,159	82,3	158,5±6,0
H2	3,882	2,277	86,6	144,9±5,7
H3	6,433	3,582	90,6	137,8±5,4
H11	3,303	1,830	81,6	137,2±5,4
H12	3,659	2,152	85,0	145,3±5,5

5.5.1. Táblázat. K/Ar korok a Mellétei Egység <2μm méretű világos K-csillámain

Az anchi- és epizónák határát nagyszámú KI, VR, fluidzárvány vizsgálatok, metabázit ásványfáciesek alapján 300 - 350 °C-ra teszik (Kisch, 1983, 1987; Frey, 1987; Merriman és Frey, 1999), a Hačava (Hacsó) mellett feltárt kőzetek metamorfózisa fehér csillám - klorit termometriai módszerrel számolva (Vidal és Parra, 2000) ennél valószínűleg magasabb hőmérsékletet is elért (Árkai és társai, 2003b, 6. táblázat).

A kékpala fáciesű metamorfózis kora 165 - 155 M év (Maluski és társai, 1993; Dallmeyer és társai, 1993; Faryad és Henjes-Kunst, 1997), ez igen közel van a szarvaskői gabbró benyomulásának idejéhez (Árva-Sós és társai, 1987; Balogh és Pécskay, 2001). Az egyes lelőhelyekről 4 - 4 mintát mértünk, ezek akkor jeleznek megbízhatóan földtani eseményt, ha egyeznek egymással. Másrészt a kékpala fácies koránál idősebb korok azt mutatják, hogy a törmelékes csillámok K/Ar kora több lelőhelyen és mintában nem nullázódott. Legjobban a Mellétei lelőhelyen feltárt kőzetek kora szór, itt volt legalacsonyabb a metamorfózis hőmérséklete. A két idősebb mintában (M3, M4) a törmelékes csillámok kora nem nullázódott, a két fiatalabb minta (M1, M2) kora a retrográd metamorfózis maximális idejét mutatja. Legkevesbé a Hačava (Hacsó) mellett feltárt, milonitos zónából származó fehér csillámok kora szór (145,3 - 137,2 M év), ez a szórás az analitikai adatok hibájából is adódhat. Itt volt legmagasabb a metamorfózis hőmérséklete, így a mért koradatok már a csúcsmetamorfózist

követő lehűlés (a záródási hőmérséklet alá hűlés) idejét tükrözhetik. Minthogy a törmelékes ásványok kora epizónás körülmények között is részben megőrződhet (Árkai és társai, 1995a), a mért koroknál lényegesen idősebb metamorf esemény feltételezése is indokolatlan. Hunziker és társai (1986) a < 2 μ m-es csillám záródási hőmérsékletére 260 \pm 30 °C hőmérsékletet adtak meg. A metamorfózis hőmérséklete Hačava (Hacsó) mellett ennél magasabb volt, a csúcshőmérséklet idejére 145 - 140 M év, a metamorfózis kezdetére pedig kb. 150 M év valószínűsíthető. Így a Mellétei sorozat üledékes kőzeteinek nagyon kisfokú metamorfózisa fiatalabb volt a szubdukcióhoz kapcsolódó kékpala fáciesű metamorfózisnál. A fiatalabb korok viszont elhúzódó metamorfózist jeleznek, esetleg egy újabb, alacsonyabb hőmérsékletű metamorf fázist. Összegezve: a csökkenő hőmérsékletű metamorfózis vége, vagy egy fiatalabb metamorf fázis kora kb. 120 M évre tehető, ami feltétlenül idősebb a fekűt képező Gömöridákat, a Vepor környező paleozoos kőzeteit és a Bükk hegység keleti részét érintő 90-100 M évnél.

5.6. A <2,0 μ m-es világos K-csillámok kronológiai vizsgálatának tapasztalatai és módszertani eredményei.

Az 5.1. pontban összefoglalt ismeretek, s az 5.2. - 5.5. pontokban leírt vizsgálataink tapasztalatai alapján a szmektit \rightarrow illit \rightarrow muszkovit sorozat ásványainak geokronológiai jelentőségét az alábbiakban szeretném összefoglalni.

1. A Kisalföld aljzatában, az Ikervár-10.15 magmintában még a < 0,6 μ m-es világos K-csillám is megőrizte variszkuszi korát (Árkai és Balogh, 1989). Így a < 2 μ m-es világos K-csillámok vizsgálatával biztosan ki lehet jelölni a variszkuszi hegységképződésnél fiatalabb kisfokú vagy nagyon kisfokú metamorfózis által nem érintett területeket. A kormeghatározások kiterjesztése több, különböző szemcseméretű világos K-csillámra megkönnyíti, egyértelműbbé teszi az eredmények értékelését.

2. A Kisalföld aljzatán (Árkai és Balogh, 1989) és az úrkúti Mn-ércek agyagos kérgén végzett kísérleteink (Grasselly és társai, 1994) szerint az Ar-tartalmukat megőrzött és a már argont veszített < 2 μ m-es fehércsillámok más ütemben adják le Ar-tartalmukat, így elvileg kimutatható az Ar veszteség.

3. A Bükk hegységben, ahol a Szarvaskő-Mónosbél takaró és a Keleti-Bükk területén üledékeket és magmás kőzeteket egyaránt érintett a kisfokú és nagyon kisfokú metamorfózis, a magmás, ill. üledékes eredetű ásványokon végzett vizsgálatok hasonló kronológiai eredményekre vezettek. Ez növeli a < 2 μ m-es világos K-csillámok mérésével kapott

kronológiai eredmények hitelét, s igazolja azon kronológiai vizsgálatok jogosultságát, ahol magmás és metamorf kőzetek hiányában a kormeghatározás csak a szmektit→illit(muszkovit) sorozat tagjain végezhető el. A Bükk hegység ideális területnek látszik a metamagmatitokon és a <2µm-es világos K-csillámokon végzett kronológiai vizsgálatok összehitelesítésére.

4. Megfigyelhető, hogy elég jelentős az eltérés a < 2 µm-es és < 0,6 µm-es világos K-csillámok kora között, eddig minden esetben a finomabb szemcseméreten mértük a fiatalabb kort. Dodson egyenlete (4.1.4.) szerint a kisebb szemcsemérethez alacsonyabb záródási hőmérséklet tartozik. Felmerül a lehetőség, hogy a finomabb szemcseméretű ásványon mért fiatalabb kor a lassú kiemelkedéssel is magyarázható: az emelkedő kőzet később hűl le a finomabb szemcseméretű ásvány alacsonyabb záródási hőmérsékletére. A (4.1.4.) egyenletet felhasználva előzetes számításokat végeztünk a záródási hőmérséklet lehetséges változására a szemcseméret függvényében. Feltételeztük, hogy a 0,1 mm-es muszkovit záródási hőmérséklete a 200 - 500 °C tartományban van, aktivációs energiája pedig 40 - 70 kcal/mol értékhatárok közé esik. Ezekkel a paraméterekkel számoltuk ki az (4.1.4.) egyenlet ismeretlen tényezőit, majd azokat visszahelyettesítve az egyenletbe kiszámoltuk a záródási hőmérsékletet a < 2 µm-es és <0,6 µm-es fehércsillámokra. A számítások szerint e két méretű ásvány záródási hőmérséklete között a különbség mindig < 29 °C-nál, ami kb. 1 km szintkülönbségnek felel meg. Ezek szerint 10 M évnél nagyobb korkülönbség csak < 100 m/(M év) kiemelkedési sebesség mellett lenne elképzelhető, amit az általunk vizsgált területeken nagyon valószínűtlennek tartunk (Balogh, 2006).

6. A Kárpát-medence szarmata utáni alkálibazaltjai

6.1. A szarmata utáni bazaltok kormeghatározásának előzményei.

A Kárpát-medence alkálibazalt vulkánjain 1984-ig végzett kormeghatározásaink eredményeit az 1985-ben megvédett kandidátusi értekezésemben (Balogh, 1984) összegeztem. A kandidátusi értekezésemben foglalt adatok 3 közleményben találhatóak: a szlovákiai bazaltokon mért első eredmények 1981-ben jelentek meg (Balogh és társai, 1981), 1986-ban összefoglaltuk a hazai bazaltokon végzett vizsgálataink eredményeit (Balogh és társai, 1986), ez a közlemény minden hazai bazaltterületre kiterjedt, legrésztetesebben a Balaton-felvidék, Bakony és a Kisalföld bazaltjait tárgyalta. Külön dolgozat készült a Tapolcai-medence bazaltvulkánjain (Borsy és társai, 1986) végzett kormeghatározásainkról. Ezek a vizsgálatok elég jól kijelölték a bazaltvulkánosság időbeli lefolyásának fontosabb dátumait: az alkálibazalt vulkanizmus a szarmata emelet után kezdődött és néhány száz ezer éve még tartott. Emiatt korának összefoglaló megjelölésére a "szarmata utáni" kifejezésnél nem tudtam jobbat találni. A kormeghatározások módszertani kérdéseket is felvetettek. Világossá vált, hogy a fiatal bazaltok kormeghatározásakor a legnagyobb problémát a többlet Ar jelenti. Ennek két oka van: (i) a magma származási helyén (Embey-Isztin (1976) szerint 35-70 km mélységben) a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány lényegesen nagyobb az atmoszférikus értéknél, és (ii) a bazaltok fiatal kora miatt a többlet Ar által okozott relatív kornövekedés sokkal jelentősebb fiatal, mint idősebb kőzetek esetén. A többlet Ar által okozott hiba sok esetben korrigálható volt az izokron módszerek alkalmazásával.

Jelen dolgozatban a kandidátusi értekezésem elkészítése óta a Kárpát-medence bazaltvulkánjain végzett kutatásaim eredményeit foglalom össze. A 80-as évek közepétől a hazai bazaltokon végzett vizsgálataink volumene egy ideig csökkent, néhány, a Magyar Állami Földtani Intézet részére készített kutatási jelentésre korlátozódott, emiatt a Szlovákia területén végzett kutatásaink aránya növekedett. Így az új évezred elejére Szlovákia területén a Bakony - Balaton-felvidéken végzett munkát megközelítő volumenű vizsgálati eredmény gyűlt össze, lényegesebb viszont ennél, hogy a Somoskő kormeghatározásával kapcsolatban sikerült kidolgoznunk azt a vizsgálati módszert és kritérium-rendszert, amellyel megítélésem szerint legmeggyőzőbben ellenőrizhető a fiatal bazaltokon mért korok földtani megbízhatósága. A szlovákiai bazaltok mellett Kelet-Ausztriában 2 burgenlandi előfordulás korát mértük meg, és Kelet-Stájerország bazaltjainak korát is sikerült behatárolnunk (Balogh és társai, 1990, 1994b). Hazai területen végzett vizsgálataink közül a Tihany-vulkán korának pontos meghatározását

(Balogh és Németh, 2005) szeretném kiemelni, továbbá a Hegyestű vizsgálatával kapcsolatban egy hibalehetőség felismerését, ami leucit- és nefelintartalmú kőzetek esetén fordulhat elő (Balogh és társai, 2005).

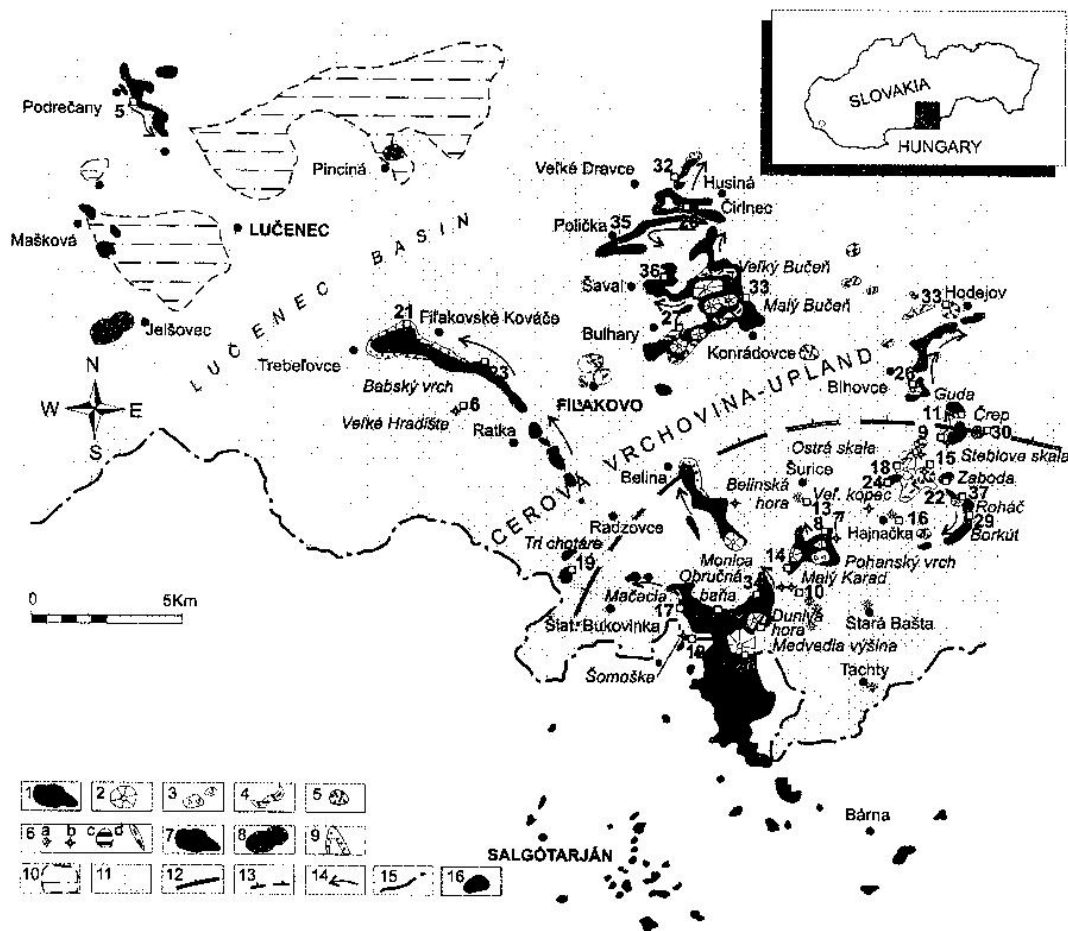
A magyarországi bazaltokon végzett K/Ar vizsgálatainkról készített összefoglaló közleményünk (Balogh és társai, 1986) megjelenése után a hazai felső-miocén - pliocén bazaltos kőzetek sokoldalú kutatása az utóbbi két évtizedben igen eredményes volt. A rétegtan területén Müller és Szónoky (1989), Magyar, (1988), Magyar és társai, (1999), Müller és Magyar (1992), Müller (1998), továbbá Jámbor összefoglaló munkáit (Jámbor, 1989, 1998a) szeretném megemlíteni. Geokémiai, kőzetgenetikai kérdésekkel, a xenolitok eredetével és izotópösszetételével foglalkozó munkák születtek (Demény és Embey Isztin, 1997; Embey-Isztin és társai, 1990, 1993, 2001a, 2001b; Szabó és társai, 1992, 1995; Szabó és Taylor, 1994; Salters és társai, 1988; Szabó és Vaselli, 1989; Downes és társai, 1992; Dobosi és társai, 1995, 1998; Harangi és társai, 1995a; Harangi és Harangi, 1995; Harangi, 2001). Bali és társai (2002) ultrabázisos felsőkőpeny-eredetű zárványok szilikátolvadék-csomóit vizsgálták, Török és társai (2003) a Szentbékálláról ismert pliocén bazalttufa klinopiroxén megakristályaiban felsőkőpenyi eredetű Sr-barit cseppecskéket és szulfid zárványokat ismertek fel. Kronológiai vizsgálataink szempontjából a lendületesen fejlődő vulkanológiai kutatásoknak, különösen a mio/pliocén alkálibazalt magma és a víz robbanásos kölcsönhatásaként működő freatomagmás vulkanizmus felismerésének volt kiemelt jelentősége (Németh és társai, 1999, 2001; Németh és Martin, 1999a, 1999b; Martin és Németh, 2002a, 2002b, 2004; Martin és társai, 2003; Németh, 2001, Harangi és Harangi, 1995). A vulkanológiai kutatások eredményessége – a Somoskőre kidolgozott kritérium-rendszerünk sikere mellett – volt az utóbbi évtizedben újra fellendült kronológiai vizsgálataink legnagyobb ösztönzője.

A fiatal bazaltok kronológiai kutatása az utóbbi két évtizedben laboratóriumunk egyik fontos kutatási területe volt, vizsgálataink egy részét, a hazai földtani kutatás nemzetközi kapcsolatait követve, tőlünk távol eső területeken (Líbia, Jemen, Örményország, Vietnam) végeztük. Laboratóriumunk nemzetközi együttműködésben végzett vizsgálatai közül csak a Kárpát-medencében és környezetében, tehát az Erdélyben (Firiza-völgy a Gutinban: Edelstein és társai, 1993; Erdélyi-érchegység: Rosu és társai, 1997; Persányi-hegység: Panaiotu és társai, 2004), Szerbiában (Cvetković és társai, 2004) és Lengyelországban (Birkenmajer és társai, 2002a, 2002b, 2002c és 2004) végzett munkákra, valamint két összefoglaló közleményre (Pécskay és társai, 1995; Seghedi és társai, 2004) hivatkozom.

6.2.. Szlovákiai bazaltok kormeghatározása.

6.2.1. Az izokron korok ellenőrzésére és az egyenetlen eloszlású többlet Ar-t tartalmazó bazaltok kormeghatározására kidolgozott módszer.

A Salgótarján környékén, valamint Dél-Szlovákiában, Fülek környékén található bazaltvulkánok kormeghatározása során (Balogh és társai, 1981, 1986) az a kép alakult ki, hogy magyar területen a bazaltok kora a 2,5-2,0 M év kortartományban szór, Szlovákiában pedig fiatalabb is lehet (a vizsgált bazaltok helyét Dél-Szlovákiában a 6.2.1. térkép mutatja).



6.2.1. Ábra. Az alkálibazalt előfordulások Dél-Szlovákiában. 1. lávafolyás; 2. salakkúp; 3. agglomerátum; 4. lapillitufa; 5. maar; 6. erupciós központok (6a diatréma, 6b neck, 6c extrúzió, 6d telér); 7. A Podrečany Bazalt Formációban 7. lávafolyás; 8. maar; 9. kavics, agyag, homok; 10. agyag, homok, kavics, lignit lencsék; 11. korai miocén üledékek; 12. felboltozódott terület; 13. helyi kiemelkedés; 14. lávafolyás iránya; 15. államhatár; 16. vegyes bazaltos kőzetek; A számok a 6.2.1. táblázatban feltüntetett, K/Ar kormeghatározásra használt minták lelőhelyei

6.2.1. Táblázat. Szlovákiai alkálibazaltok K/Ar kora

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\text{Ma} \pm \sigma$	Elfogadott kor(ok)	Hivatkozás
1	3340	Devičie, Devicse	lava flow	w. r. A	1,335	4,175	22,2	8.00 ± 0.54	8.00 ± 0.54	
		S of Krupina, Korpona quarry		w. r. B	1,16	4,207	24,2	9.29 ± 0.59	$I_1: 7.94 \pm 0.48$	
				D1M2	1,05	4,204	14,6	10.3 ± 1.00		
				D1M3	1,44	5,068	22,5	9.04 ± 0.60		
				D2M2	1,33	4,513	33,3	8.68 ± 0.44		
				D3M1	0,746	2,506	25,3	8.62 ± 0.53		
2	520	Kysihýbel, Kisiblye	lava neck	w. r.	1,17	3,16	21	6.77 ± 0.48		1
	5858	Kysihýbel, Kisiblye	“ “	w. r.	1,24	3,701	29,1	7.66 ± 0.42	7.31±0.24	
				D1M1	1,18	3,236	27,2	7.05 ± 0.41		
				D1M2	1,29	3,59	30,1	7.12 ± 0.39		
				D2M3	1,4	4,058	51,1	7.43 ± 0.31		
				D3M2	1,17	3,249	40,8	7.14 ± 0.33		
				D4M1	0,421	1,221	29,4	7.45 ± 0.41		
3	521	B. Štiavnica, Selmezbánya	lava neck	w. r.	1,88	5,174	29	6.89 ± 0.38		1
		Kalvária, Kálvária								
	437	B. Štiavnica, Selmezbánya	“	w. r.	0,98	3,023	52	7.70 ± 0.52		1
		Kalvária, Kálvária								
	5859	B. Štiavnica, Selmezbánya	“	w. r.	0,89	2,383	26,7	6.89 ± 0.41	7.24±0.25	
		Kalvária, Kálvária								
				D1M1	1,12	3,166	34	7.26 ± 0.36		
				D1M3	1,06	2,949	20,6	7.16 ± 0.51		
				D2M3	1,07	3,16	41	7.57 ± 0.35		
				D4M1	0,112	0,476	17,8	10.9 ± 0.90		
				D4M3	0,41	1,169	16,3	7.32 ± 0.64		
4	3339	Dobrá Niva, Dobornya	lava flow	w. r.	1,57	4,029	49,8	6.59 ± 0.28	6.59 ± 0.28	
		quarry								
		S. of Zvolen, Zólyom								
5	434	Podrečany, Patakalja quarry	lava flow	w. r.	1,63	4,102	51	6.30 ± 0.35	6.44±0.24	1
	522	Podrečany, Patakalja quarry	“	w. r.	1,57	4,158	24	6.63 ± 0.42		1

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	⁴⁰ Ar(rad) 10 ⁻⁷ cm ³ /g	⁴⁰ Ar(rad) %	Kor Ma ± σ	Elfogadott kor(ok)	Hivat- kozás	
6	3334	Veľké Hradište, Nagy- Kárgics-hegy, k. 386.4	lava neck	w. r. A	2.23	4.715	19.4	5.43 ± 0.40	5.43±0.40		
				w. r. B	2.086	5.038	43.4	6.20 ± 0.28			
				D1M2	2.31	5.129	42.2	5.70 ± 0.26			
				D3M2	1.49	3.895	37.1	6.71 ± 0.32			
7	902	Belina-hill	lava flow	w. r. A	0.758	1.465	19	4.97 ± 0.38			
		quarry		M3	1.03	1.908	17	4.76 ± 0.40	4.76±0.40		
				M1	0.262	0.566	9	5.55 ± 0.86			
				w. r. B	1.01	2.28	13	5.80 ± 0.63			
				D2	0.816	1.64	8	5.17 ± 0.90			
8	2 503	Pohanský Hrad, Pogány-vár	lava flow	w. r.	1.126	2.201	33.1	5.03 ± 0.26			
	2504	Pohanský Hrad, Pogány-vár	"	w. r.	1.093	2.516	31.2	5.92 ± 0.31	I ₂ : 4.70±0.31		
				D1M1	1.303	2.478	19.6	4.89 ± 0.37			
				D1M2	1.366	2.721	12.1	5.12 ± 0.59			
				D1M3	1.356	2.609	11.3	4.95 ± 0.61			
				D2M1	0.097	0.698	0.049	18.4 ± 5.50			
				D2M2	0.53	1.13	16.4	5.48 ± 0.48			
				D2M3	0.976	2.024	21.9	5.33 ± 0.36			
9	2507	Steblova skala, Ajnácskő-től ÉK-re, Szár-kő	lava neck	w. r.	1.91	3.44	48.8	4.63 ± 0.20	4.63±0.20		
10	3336	Small hill, S of Karad	lava neck	w. r.	2.27	3.803	40.4	4.30 ± 0.20	4.30±0.20		
11	3326	Črep, k.416.8	lava flow	w. r.	1.866	2.964	20.1	4.10 ± 0.30	4.10±0.30		

6.2.1. Táblázat. Folytatás

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\text{Ma} \pm \sigma$	Elfogadott kor(ok)	Hivatkozás	$^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ $10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$
12	1534	Šomoška, Somoskő	lava neck	D1M7	2,14	4,31	20	5.18 ± 0.38	$I_1: 4.06 \pm 0.06$	2	1,72
		0.1-0.15 mm		D1M5	2,182	4,001	26,5	4.72 ± 0.28	$I_2: 4.08 \pm 0.03$	2	1,11
				D1M3	2,132	3,86	15	4.65 ± 0.44		2	2,19
				D1M1	1,884	4,314	11	5.89 ± 0.75		2	3,49
				D2M7	1,76	3,345	24	4.89 ± 0.31		2	1,06
				D2M4	1,689	3,881	17	5.80 ± 0.49		2	1,90
				D2M2	1,696	3,142	20	4.70 ± 0.35		2	1,26
				D2M1	0,743	1,723	14	5.96 ± 0.60		2	1,06
		0.043-0.1 mm		w. r. 1	1,819	3,782	15,6	5.35 ± 0.48		2	2,05
				w. r. 2	1,932	3,871	13,5	5.15 ± 0.51		2	2,48
				D1M3	2,389	5,227	17,8	5.62 ± 0.45		2	2,41
				D1M1	2,107	5,959	19	7.27 ± 0.56		2	2,54
				D2M3	2,223	4,428	14,6	5.12 ± 0.47		2	2,59
				D2M2	2,282	5,559	16,8	6.26 ± 0.53		2	2,75
				D2M1	2,145	4,942	12,3	5.92 ± 0.67		2	3,52
				D3M2	2,109	4,992	25,4	6.08 ± 0.37		2	1,47
				D4M3	1,173	2,404	18,4	5.27 ± 0.38		2	1,07
				D4M2	1,162	2,251	33,8	4.98 ± 0.20		2	0,44
				D4M1	0,678	1,625	15,6	6.16 ± 0.53		2	0,88
13	3332	Šurice, Sőreg	lava dyke	w. r.	1,618	2,506	19,8	4.00 ± 0.29	4.00 ± 0.29		
			in diatreme	D1M1	1,1	2,654	8,3	6.20 ± 1.04			
				D1M3	1,53	2,319	7,9	3.89 ± 0.68			
				D3M2	1,16	1,595	10,5	3.53 ± 0.47			
14	3335	Malý Karad, Kiskarád	lava flow	w. r.	1,571	2,287	25,7	3.74 ± 0.23	3.74 ± 0.23		
		k.550.2									
15	3328	Gortva, Gortvapuszta	lava neck	M2	0,752	1,075	22,7	3.68 ± 0.24	3.68 ± 0.24		
16	523/1	Hajnačka, Ajnácskő	lava dyke	w. r.	2,17	2,251	16	2.60 ± 0.23	2.75 ± 0.44		
	523/2	Hajnačka, Ajnácskő	in diatreme	w. r.	2,22	1,851	3,4	2.09 ± 0.86			
	523/3	Hajnačka, Ajnácskő		w. r.	1,977	2,201	12	2.87 ± 0.33			
				M3	2,059	2,344	14	2.93 ± 0.30			
				M1	1,859	2,181	21	3.02 ± 0.21			

6.2.1. Táblázat. Folytatás

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	⁴⁰ Ar(rad) 10 ⁻⁷ cm ³ /g	⁴⁰ Ar(rad) %	Kor Ma ± σ	Elfogadott kor(ok)	Hivat- kozás
17	3 333	Mačacia, Medves lower quarry	lava flow	w. r.	1.552	1.593	21.5	2.61 ± 0.19	2.61±0.19	
18	3331	Ostrá skala, k.451, Hegyes- kő	lava neck	w. r.	0.897	0.908	16.9	2.60 ± 0.22	2.60±0.22	
19	3338	Tri chotáre, Háromhatár- hegy quarry bellow k. 413.4	lava flow	w. r.	1.69	2.206	21.2	3.35 ± 0.24	2.45±0.11	
				D1M1	1.88	2.417	36.9	3.30 ± 0.16		
				D1M3	2.23	2.127	41.6	2.45 ± 0.11		
				D2M2	1.02	1.394	17.9	3.51 ± 0.28		
20	751	Medvedia výšina, Medves	lava flow	w.r.	1.96	2.304	29	3.03 ± 0.20	I ₂ : 2.25±0.31	4
				M1	1.06	1.569	21	3.81 ± 0.27		
				M2	2.18	2.565	49	3.03 ± 0.20		
	752	Medvedia výšina, Medves	lava flow	w.r.	1.47	1.295	19	2.27 ± 0.20	I ₂ : 2.30±0.65	
				D1	2.01	1.925	21	2.47 ± 0.20		
				D2	1.02	1.017	16	2.57 ± 0.23		
21	501	Filakovské Kováče, quarry Füleki Kovács-kőfejtő	lava flow	w. r.	1.984	1.658	24.6	2.15 ± 0.13	2.15±0.13	3
22	330	Zaboda k. 868.4	lava flow	w. r.	2.009	1.584	19.6	2.03±0.15	2.03±0.15	
23	903	Rátka quarry	lava flow	w. r.	1.157	0.87	12	1.93 ± 0.23	1.93±0.23	
				M3	1.273	0.961	18	1.94 ± 0.16		
				M1	0.956	1.005	16	2.70 ± 0.24		
24	3329	Vel'ký kopec, Malom-hegy k. 440.4	lava flow	w. r.	1.793	1.338	19.3	1.92 ± 0.15	1.92±0.15	
25	681	borehole EHJ-1 15.5-15.8 m		w. r.	2.34	1.7	30	1.87 ± 0.10	1.87±0.10	

6.2.1. Táblázat. Folytatás

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\text{Ma} \pm \sigma$	Elfogadott kor(ok)	Hivat- kozás
26	505	Blhovce, Balogfala	lava flow	w.r. A	2,087	1,406	38,6	1.73 ± 0.10		
		Guda		w r. B	2,24	2,15	20,7	2.47 ± 0.18	$I_2: 1.69 \pm 0.22$	
				D2M3	2,23	2,18	12	2.52 ± 0.29		
				D3M1	0,323	0,936	7,2	7.44 ± 1.43		
				D3M3	0,72	1,15	25,4	4.11 ± 0.25		
27	259	Bulhary, Bolgárom	laccolith	w. r.	2,05	1,327	33	1.89 ± 0.19	1.89 ± 0.19	1
						1,615	34			
	524/1	Bulhary, Bolgárom	"	w. r.	1,83	1,733	25	2.38 ± 0.15	$I_1: 1.49 \pm 0.31$	1,3
				D2	0,743	0,611	7	2.12 ± 0.42		
				D1M1	2,7	2,105	31	2.01 ± 0.15		
				D1M2	2,49	1,545	18	1.60 ± 0.15		
				D1M3	2,55	1,703	25	1.72 ± 0.15		
	524/2	Bulhary, Bolgárom	"	w. r.	1,92	1,655	27	2.16 ± 0.15		1
	524/3	Bulhary, Bolgárom	"	w. r.	1,76	1,487	32	2.12 ± 0.15		1
28	3399	Čirinec-1, Csirinc	lava flow	w. r.	1,74	1,36	10,1	2.01 ± 0.28		
	3400	Čirinec-2, Csirinc	"	w. r.	1,656	0,941	13,5	1.46 ± 0.15	1.46 ± 0.15	3
	3401	Čirinec-3, Csirinc	"	w. r.	1,78	0,996	14,2	1.44 ± 0.14	1.44 ± 0.14	3
				M1	1,04	1,231	9,4	3.04 ± 0.45		
				M3	2,13	1,179	6,3	1.42 ± 0.31	1.42 ± 0.31	3
29	436/1	Borkút	lava flow	w. r.	2,52	1,398	26	1.38 ± 0.20		1
	436/2	Borkút	" "	w. r.	2,58	1,423	18	1.39 ± 0.15		1
	869	Borkút		w. r.	2,42	1,274	14	1.36 ± 0.15		
				M3	2,569	1,473	9,4	1.48 ± 0.22		
				M1	2,126	1,059	21	1.28 ± 0.15		
	870	Borkút		w. r.	2,512	1,447	22	1.48 ± 0.15		
				M3	2,56	1,32	30	1.33 ± 0.15		
				M1	2,32	1,327	36	1.48 ± 0.15		
	4914	Borkút	lava flow	w.r.	2,58	1,515	28,6	1.51 ± 0.10		
30	3327	hill, k.393,5 east of Steblova skala	lava neck	w. r.	2,593	1,446	29,9	1.43 ± 0.10		

6.2.1. Táblázat. Folytatás

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	⁴⁰ Ar(rad) 10 ⁻⁷ cm ³ /g	⁴⁰ Ar(rad) %	Kor Ma ± σ	Elfogadott kor(ok)	Hivat- kozás
31	2 506	Duniva Hora, Dobogó-hegy	basalt dyke in scoria cone	w. r.	2,625	1,349	38,1	1.32 ± 0.10		3
32	430	Vel'ké Dravce, Nagymaróc	lava flow	w. r.	2	1,335	30	1.70 ± 0.18		
	558/1	Vel'ké Dravce, Nagymaróc	"	w. r.	2,06	1,45	40	1.85 ± 0.15	I ₁ : 1.29±0.34	1,3
				D1M1	2,044	2,014	24,8	2.54 ± 0.16	I ₂ : 1.27±0.15	
				D1M2	2,796	1,826	21,3	1.70 ± 0.12		
				D1M3	3,281	1,835	32	1.44 ± 0.08		
				D2M1	1,606	1,341	4,7	2.15 ± 0.64		
				D2M2	2,05	1,305	33,8	1.64 ± 0.08		
				D2M3	2,673	1,334	0,046	1.28 ± 0.39		
				D3M1	0,27	0,912	23,9	8.68 ± 0.65		
				D3M2	1,169	0,833	21,3	1.83 ± 0.13		
				D3M3	1,82	1,45	23,9	2.05 ± 0.13		
	558/2	Vel'ké Dravce, Nagymaróc	lava flow	w. r.	1,63	1,203	38	1.85 ± 0.15		1
	558/3	Vel'ké Dravce, Nagymaróc	"	w. r.	2,11	1,731	24	2.06 ± 0.15		1
33	871	Konrádovce, Korláti	lava flow	w. r.	1,66	0,972	9,6	1.51 ± 0.22	1.51±0.22	3
				M3	1,736	0,691	7,1	1.02 ± 0.20	1.02±0.20	
				M1	0,791	0,951	27	3.09 ± 0.13		
34	3 337	Obručnianská baňa, k. 568.1, Abroncsosi bánya	lava flow	w. r.	2,49	1,182	31,5	1.22 ± 0.10		
35	3402	Poličko	lava flow	w. r.	1,76	0,832	4,7	1.22 ± 0.36	1.22±0.36	
36	2500	Quarry, 2 km NE of Šávol, Füleksávol	lava flow	w. r.	1,971	0,885	5,4	1.16 ± 0.30	1.16±0.30	

6.2.1. Táblázat. Folytatás

No. Loc.	No. Lab.	Locality	vulkáni forma	Mért frakció	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\text{Ma} \pm \sigma$	Elfogadott kor(ok)	Hivat- kozás	
37	4912	Ragáč, Ragács-hegy	lava neck	w.r.	2,86	1,138	22,7	1.02 ± 0.10	1.02±0.10		
	4913	Ragáč, Ragács-hegy	lava flow	w.r.	2,88	1,281	22,6	1.14 ± 0.10	1.14±0.10		
			in scoria								
			cone								
39	253	Brehy, Magasmar		w. r.	1,39	0,315	7,4	0.53 ± 0.16		1	
						0,246	4,6				
				w.r.	1,18	0,1284	2,44	0.28 ± 0.16			
				D1	1,58	0,1535	2,82	0.25 ± 0.12	<0.25±0.12		
				D2M1	1,21	0,3574	7,72	0.76 ± 0.14			
				D3	0,38	0,22	5,76	1.49 ± 0.36			
				D2M3	1,51	0,2047	4,42	0.35 ± 0.11			
		<p>Hivatkozások: 1: Balogh és társai, 1981; 2: Balogh és társai, 1994; 3: Vass és társai, 2000; 4: Balogh és társai, 1986</p> <p>Az "elfogadott kor" betűformáinak jelentése. Teljes kőzet vagy egyetlen frakció kora: 1.51 ± 0.22; Átlagos kor: 7.31 ± 0.24; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - \text{K}/^3$</p>									

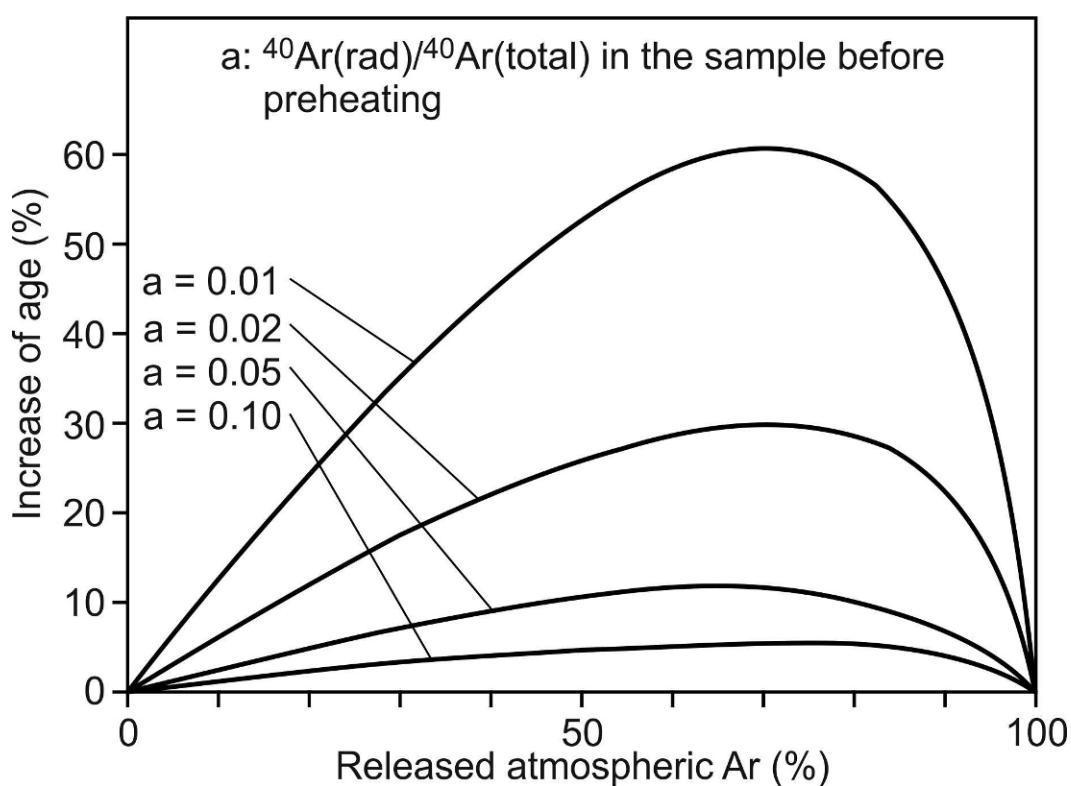
Ezt a képet kérdőjelezték meg a Belina-domb bazaltján végzett méréseink (6.2.1. táblázat), amelyek következetesen 5 - 6 M éves korokat jeleztek, s a nem túl meggyőző izokron korok is ezt a kortartományt valószínűsítették. A probléma megoldását nehezítette, hogy a Belina-domb bazaltja viszonylag kevés K-ot tartalmaz, így már kevés többlet Ar is jelentősen növeli a kort, s ezért az idősebb bazaltvulkánok létének igazolására a Belina-domb bazaltja nem látszott igazán alkalmas kőzetnek. Később a környező előfordulások közül a Somoskő bazaltján mértünk hasonló korokat, s mivel e kőzetben a K-tartalom lényegesen magasabb volt, ezen végeztük el azokat a részletes vizsgálatokat, amelyekről a korkérdés tisztázását reméltük. A Somoskőre a Medveshez hasonlóan 2,5-2,0 M év kort vártunk, az első eredmények azonban 5 M évnél idősebb korokat mutattak. Alapelveinkhez igazodva, ha a K/Ar korok és földtani várakozások között ellentmondást észleltünk, először mindig a K/Ar kor hibalehetőségeit igyekeztem felderíteni.

A 80-as évek elején már felismertük (Balogh és társai, 1981; 1982, 1986; Jámbor és társai, 1980; Borsy és társai, 1986), hogy az izokron módszerek alkalmazása egy kőzettestből (pl. lávafolyás, telér, dóm, stb.) különböző helyeken vett mintákra hibalehetőségeket rejthet magában. Nehéz ugyanis egy kőzettestből jelentősen eltérő K-tartalmú mintákat begyűjtenünk. Amennyiben viszont az izokron illesztésére használt minták K-tartalma hasonló, akkor az izokron matematikailag nem különböztethető meg a "keveredési vonal"-tól (mixing line), ami a földtani kornál idősebb, félrevezető "izokron kort" ad. Egy kőzettest több helyen való megmintázásánál sokkal jobb a Fitch és társai (1976) által bevezetett eljárás, amely szerint az izokron kort egyetlen mintából előállított több frakcióra illesztik. A frakciókat mágneses vezetőképesség és sűrűség szerinti szeparálással lehet előállítani. A mikrokristályos, sőt üveges bazaltokból monomineralikus frakciók előállítása általában lehetetlen, de erre nincs is szükség. A K/Ar kormeghatározás szempontjából az a lényeges, hogy a frakciók K-tartalma jelentősen különbözzön egymástól, vagyis ásványi összetételük különbözzön. Az e célnak megfelelő frakciók előállítása munkaigényes és sok tapasztalatot igényel, de legtöbbször megoldható.

A Somoskő irreálisan időseknek tűnő bazaltján mért első izokron kort a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció 14. Kongresszusán, Szófiában mutattuk be (Balogh és társai, 1989b). Az izokron kor ($4,24 \pm 0,57$ M év) fiatalabb volt ugyan a frakciókon mért K/Ar koroknál (4,65-5,96 M év), de még mindig idősebb volt a földtani modell alapján várt kornál. Az izokron azért sem volt teljesen meggyőző, mert egy frakciótól eltekintve (L7 sz. frakció, Balogh és társai, 1989b) a K-tartalmak kevésbé különböztek egymástól (1,689-2,182 %). A feltételezett

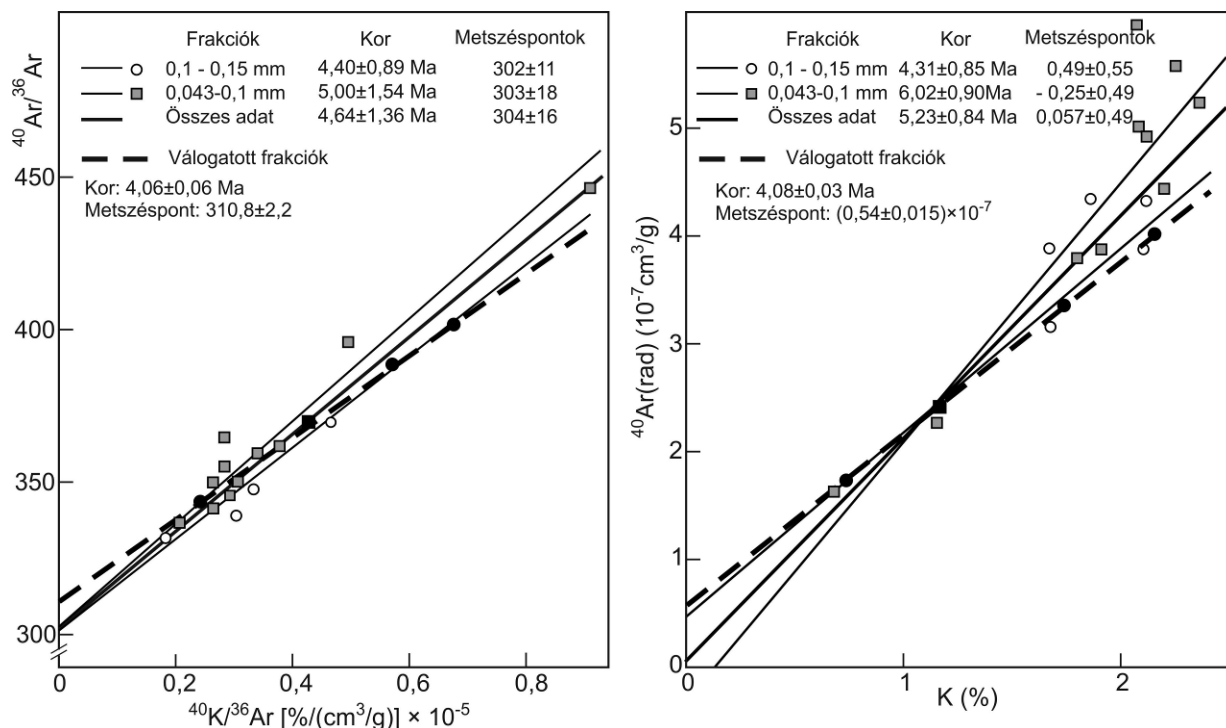
többség Ar-t megpróbáltuk a bazalt valamelyik ásványához (piroxén, földpát) kötni, de ez sem vezetett eredményre.

Az Ar-tartalom szokásos meghatározása során a kőzetmintát az argonkivonó berendezésben állandó szivattyúzás mellett kb. 2 napos, és kb. 300 °C hőmérsékleten végzett kikályházásnak vetik alá. Ennek célja a felületen adszorbeált Ar(atm) eltávolítása, s ezzel a mérés pontosságának növelése. E művelet során a mozgékonyabb ^{36}Ar gyorsabban távozik el, s a visszamaradó adszorbeált Ar-ban a ^{40}Ar izotóp kissé bedúsul. Emiatt az atmoszférikus Ar egy része mint radiogén Ar jelenik meg. Számításaink azt mutatták (Balogh és társai, 1989b), hogy az eredetileg adszorbeált Ar(atm)-nak maximum 0,6 %-a jelenhet meg látszólagosan radiogén argonként, ez akkor következik be, amikor az adszorbeált Ar-nak kb. 70 %-a deszorbeálódott. A 6.2.2. ábra a deszorbeálódott Ar(atm) függvényében mutatja a K/Ar kor növekedését azokra az esetekre, amikor az Ar(rad) mennyisége az eredetileg adszorbeálódott Ar(atm) mennyiségének 1 - 10 %-a volt. Látható, ha kezdetben az Ar(rad) csak 1 %-a volt az adszorbeált Ar(atm)-nak, akkor a látszólagos kornövekedés 60 % is lehet. A Somoskő bazaltfrakcióiban igen nagy a radiogén Ar bedúsulása, ezért az idős korokra ez az effektus sem adott magyarázatot.



6.2.2. Ábra. A K/Ar kor látszólagos növekedése az Ar(atm) deszorbeálódásakor. Eredetileg a kőzetben az Ar(rad) aránya 1 %, 2 %, 5 % és 10 % volt

Vizsgálataink következő lépéseként a kisebb szemcseméretűre (0,1-0,043 mm) tört bazaltból további frakciókat állítottunk elő. Az összes frakción mért eredményeinket ugyancsak a 6.2.1. táblázat tartalmazza, a K/Ar korok a 7,27-4,65 M év tartományban szórnak. A mérési adatokat izokron diagramokon mutatja a 6.2.3. a-b ábra. Az x - y adatok között a pozitív korreláció jól látható, de az egyenesre illeszkedés igen rossz. A különböző szemcseméretű frakciókra kiszámolt "izokron korok" mind idősek, hibájuk nagy ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ korok: 5,00-4,40 M év; $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ - K korok: 6,02-4,31 M év), de a kétféle izokron módszer viszonylag hasonló eredményeket szolgáltat.



6.2.3. Ábra. A Somoskő alkálibazaltjából előállított frakciók az izokron diagramokban

Miután a korprobléma tisztázására tett kísérlet ismét elkedvetlenítő eredményre vezetett, a kérdés teljesen általános elemzését határoztam el, amelynek eredményeit a Balogh és társai, (1994a) közlemény tartalmazza. Megvizsgáltam: lehetséges-e, hogy a mérési pontok mindkét izokron diagramban jól illeszkednek egyenesre, sőt mindkét diagramban ugyanazt a kort adják, a meghatározott kor mégis hibás? Megjegyzem, ha az illeszkedés a $t = 0$ időpontban jó, akkor a pontok a kőzet további élete során is az egyenesen maradnak; ezért elegendő a $t = 0$ eset vizsgálata.

Az Ar és K-tartalmak között lineáris összefüggést tételeztem fel a következő formában:

$$^{40}\text{Ar}(\text{ex})_i = ^{40}\text{Ar}(\text{ex})_0 + C_1 ^{40}\text{K}_i \quad (6.2.1.)$$

$$^{40}\text{Ar}(\text{atm})_i = ^{40}\text{Ar}(\text{atm})_0 + r \cdot C_2 ^{40}\text{K}_i \quad (6.2.2.)$$

$$^{36}\text{Ar}(\text{atm})_i = ^{36}\text{Ar}(\text{atm})_0 + C_2 ^{40}\text{K}_i \quad (6.2.3.)$$

Ahol i az i -edik frakcióra vonatkozó koncentrációt, a 0 indexű mennyiség a $K = 0$ -hoz tartozó koncentrációt jelenti, C_1 és C_2 konstansok és r az atmoszférára jellemző $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ érték.

A többlet Ar okozta kornövekedést a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ - K izokron esetén C_1 , a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ izokron esetén pedig:

$$C_1 - C_2 \left[^{40}\text{Ar}(\text{ex})_0 / ^{36}\text{Ar}(\text{atm})_0 \right] \quad (6.2.4.)$$

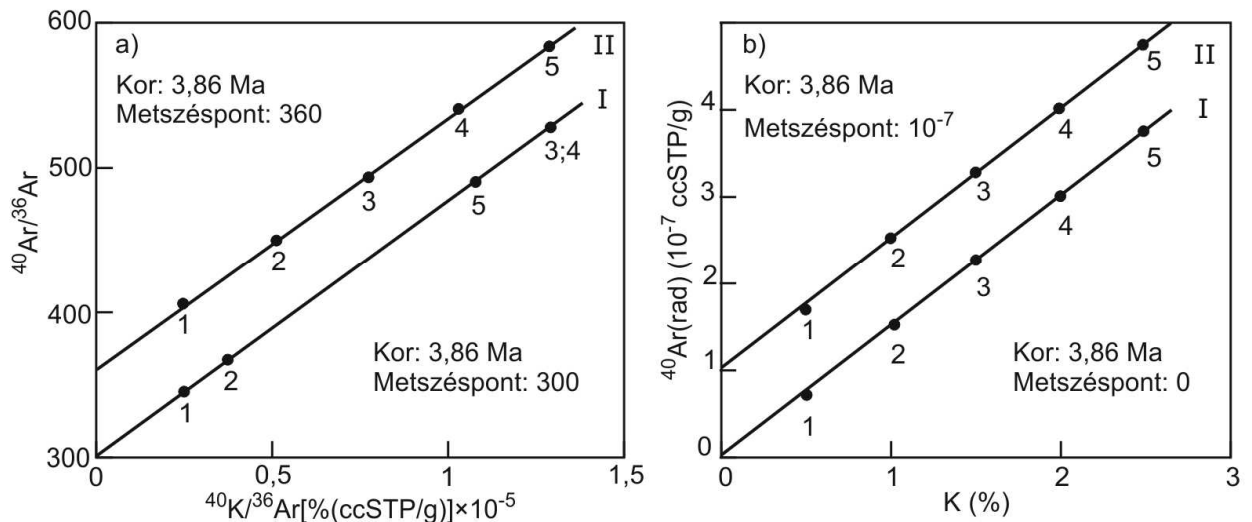
jellemzi. A két "izokron kor" akkor lesz egyenlő, vagyis a két izokron diagram akkor fog azonos, de mégis "rossz izokron kort" eredményezni, ha

$$C_2 \left[^{40}\text{Ar}(\text{ex})_0 / ^{36}\text{Ar}(\text{atm})_0 \right] = 0 \quad (6.2.5.)$$

A 6.2.5. egyenlet akkor teljesülhet, ha $^{40}\text{Ar}(\text{ex})_0 = 0$ (ezt I. esetnek nevezzük), vagy ha $C_2 = 0$, ezt II. esetnek nevezzük. A többlet Ar és a K viszonyát az I. esetben a

$$^{40}\text{Ar}(\text{ex})_i = C_1 K_i \quad (6.2.6.) \quad a$$

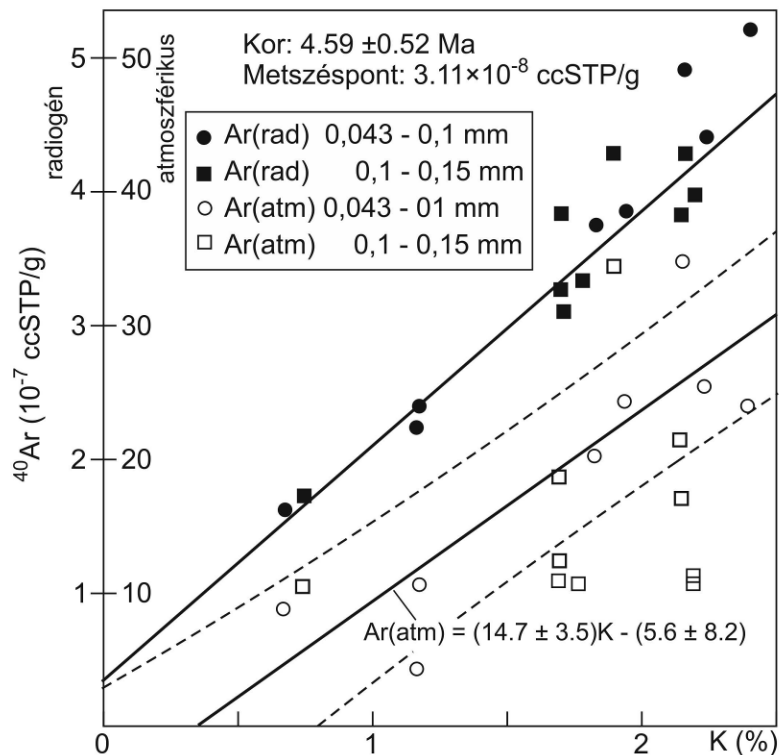
II. esetben a 6.2.1. egyenlet írja le.



6.2.4. Ábra. Modellszámítással kapott pontok az izokron diagramokban. Tényleges kor: 2,57 M év. I: $\text{Ar}(\text{ex})_i \approx K_i$ és II: $\text{Ar}(\text{ex})_i \approx \text{Ar}(\text{ex})_0 + K_i$

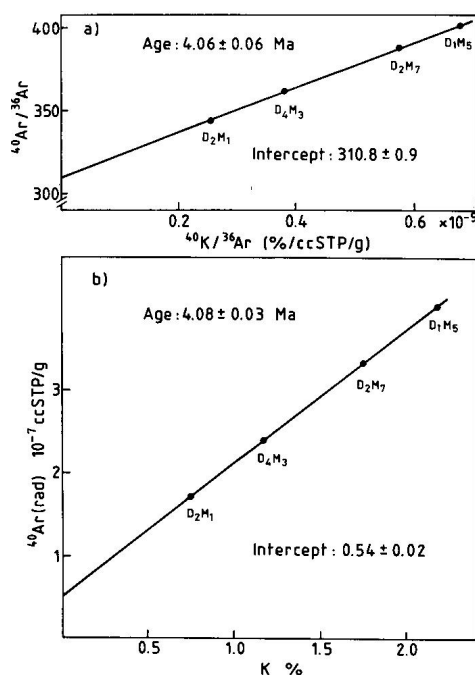
Mindkét esetre és mindkét izokron módszerre modellszámításokat is végeztem, részben az elméleti levezetések ellenőrzése céljából is. Számítástechnikai okokból 2,57 M év tényleges kort tételeztem fel a mintára, majd a többlet Ar, Ar(atm) és K koncentrációkat a 6.2.1. és 6.2.6. egyenleteknek megfelelően változtattam. Az eredményeket táblázatos formában Balogh és társai (1994a) 2. táblázata tartalmazza, szemléletes formában pedig a 6.2.4. a-b ábrán láthatók. Minden esetben tökéletes az illeszkedés az egyenesre. Az I. esetben, ha $K = 0$, nincs többlet Ar, s az y tengellyel való metszéspont sem jelez többlet Ar-t, a II. esetben viszont a metszéspont többlet Ar-t, ill. az atmoszférikus $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparánynál magasabb kezdeti izotóparányt jelez. A meghatározott izokron korok azonban mindkét diagramban és mindkét esetre egyaránt 3,86 M évnek adódnak. Ezzel tehát sikerült kimutatnunk, hogy amennyiben a K-tartalom és a többlet Ar-tartalom között lineáris összefüggés áll fenn, akkor a tökéletesen illeszkedő és egymással is egyező izokron korok is adhatnak teljesen félrevezető korokat.

Kérdés, előfordulhat-e a természetben a többlet Ar és a K-tartalom korrelációja? Elvileg igen, ugyanis a K és Ar egyaránt inkompatibilis elemek a bazaltok fontosabb ásványaiban, így hasonló mértékben szorulhatnak ki azokból. A kérdés nehezebb oldala az, hogyan ellenőrizhető a többlet Ar és a K korrelációja, amikor a többlet Ar-tartalmat csak a kor ismeretében tudjuk megmondani, a kort viszont csak a többlet Ar és a radiogén Ar megkülönböztetése után tudjuk kiszámolni? Erre a kérdésre azt a választ találtam, amit a K/Ar kormeghatározások eredményei egységesen igazolnak, hogy a lehűlő kőzetben a többlet Ar mindig atmoszférikus Ar-nal együtt van jelen, s mivel kémiaiilag azonosak, hasonló arányban épülnek be a kőzetbe. Az Ar(atm) tartalom a ^{36}Ar izotóp segítségével jól mérhető, s amennyiben az Ar(atm) és a K-tartalom között korrelációt találunk, akkor feltételezhető a korreláció a többlet Ar és a K-tartalom között is, tehát tanácsos kételkednünk az izokron kor megbízhatóságában.



6.2.5. Ábra. Az Ar(atm) – K összefüggés a Somoskő bazaltjának frakcióin

A 6.2.5. ábrán a Somoskő frakcióinak Ar(atm)-tartalmát ábrázoltam a K-tartalom függvényében. Az illeszkedés természetesen rossz, a korreláció viszont létezik. E kontrol alkalmazása azonban nemcsak a kételkedés fontosságára hívja fel figyelmünket, hanem alkalmas lehet a tényleges kor megállapítására is. Ha ugyanis elég sok frakciót készítünk, akkor jó eséllyel találunk a frakciók között olyanokat, amelyekben az Ar(atm)-tartalom hasonló. Ezekre a frakciókra viszont feltételezhetjük, hogy többlet Ar tartalmuk is hasonló lesz. A 6.2.1. táblázatban a Somoskő frakcióinak Ar(atm) tartalmát is feltüntettem. Látható, hogy szerencsénk volt, mert a 0,1-0,15 mm-es D₁M₅, D₂M₇ és D₂M₁, valamint a 0,043 - 0,1 mm-es D₄M₃ frakciókban az $^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ koncentrációja $1,11 \times 10^{-6}$, $1,06 \times 10^{-6}$, $1,06 \times 10^{-6}$ és $1,07 \times 10^{-6}$ cm³ STP/g. Ezekről a frakciókról feltételezzük, hogy bennük a többlet Ar koncentrációja is hasonló, s ezt a 4 frakciót, amelyeket az Ar(atm)-tartalom, mint független kritérium alapján válogattunk ki és ábrázoltuk az izokron diagramokon a 6.2.6. a-b ábrán. Az illeszkedés nagyon jó, s a meghatározott korok is igen jól egyeznek ($4,06 \pm 0,06$ M év és $4,08 \pm 0,03$ M év), a kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparány pedig $310,8 \pm 0,9$. Ebben a koradatban igen nehéz lenne kételkedni, adataink közzlése után általánosan elfogadottá vált, hogy a Medvestől nyugatra egy annál 2-3 M évvel idősebb bazaltvonulat van, amelynek részletesebb kronológiai vizsgálata még nem készült el (Balogh, Pécskay, 2001).



6.2.6. Ábra. A Somoskő alkálibazaltjának a hasonló és alacsony Ar(atm) tartalom, mint független kritérium alapján kiválasztott frakcióira illesztett izokron. Az illeszkedés szinte hihetetlenül jó

A többlet Ar-t tartalmazó bazaltok kormeghatározására kidolgozott kritérium-rendszerünk összefoglalása előtt célszerű áttekintenünk a K/Ar kor kialakulására és mérésére vonatkozó néhány kérdést. A bazalt megszilárdulása, lehülése során először alacsony K-tartalmú ásványok kristályosodnak. A tökéletesebben kristályosodó ásványokba kevesebb Ar épül be. Ha a bazaltban többlet Ar van, akkor a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparány a kristályosodás kezdetén magasabb az atmoszférikus értéknél, a lehülés során csökkenhet, de semmiképpen nem emelkedhet. Az utoljára megszilárduló üvegben lesz a legtöbb Ar, de ebben a fázisban már magasabb lehet az Ar(atm) aránya, mert a lehülés során fokozatosan Ar(atm) épülhet be a kőzetbe. Mindebből az következik, hogy a frakciók kiválogatásakor nemcsak a hasonló Ar(atm) koncentrációra kell figyelniünk, hanem lehetőleg alacsony Ar(atm)-tartalmú frakciókat kell válogatnunk. Szokás érvelni, hogy az Ar/Ar módszer alkalmazásakor a többlet Ar jelenléte eleve kiderül. Mint a Hegyestű mérésével kapcsolatban látni fogjuk (Balogh és társai, 2005), ez egyáltalán nem biztos. Kérdés lehet, hogy milyen gyakran fordulhat elő többlet Ar a bazaltos kőzetekben? Véleményem szerint, ha egy bazaltban tökéletesen ki nem gázosodott zárványok vannak, akkor a többlet Ar jelenléte nem, legfeljebb annak koncentrációja lehet kérdéses. A Bakony–Balaton-felvidék területén a köpenyi eredetű zárványokban a többlet Ar koncentrációja akár 1 nagyság-

renddel is nagyobb lehet a bazaltok $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ koncentrációjánál (Bali Enikő részére végzett nem közölt eredmény).

Fontos szempont a megfelelő frakciók előállítása. Túl finom szemcsék már megnehezítik a szeparálást, túl nagy szemcsék viszont kémiaiailag jobban hasonlítanak egymásra. Tapasztalataink szerint 0,04-0,05 mm-nél finomabb szemcsemérettel már nem érdemes kísérletezni. Először a mágneses frakciókat célszerű előállítani, úgy, hogy a praktikusán 3 frakcióból a mintának több mint 50 %-a a közepesen mágneses frakcióban legyen. Így a legkevésbé és legerősebben mágneses frakciók K-tartalma között nagyobb lesz a különbség. Hasonló érvényes a sűrűség szerinti elválasztásra is: itt is a közepes sűrűségű frakcióba jusson a minta több mint 50 %-a. Ezzel az eljárással sokszor K-tartalmukban akár háromszorosan-négyszeresen különböző frakciók is előállíthatók.

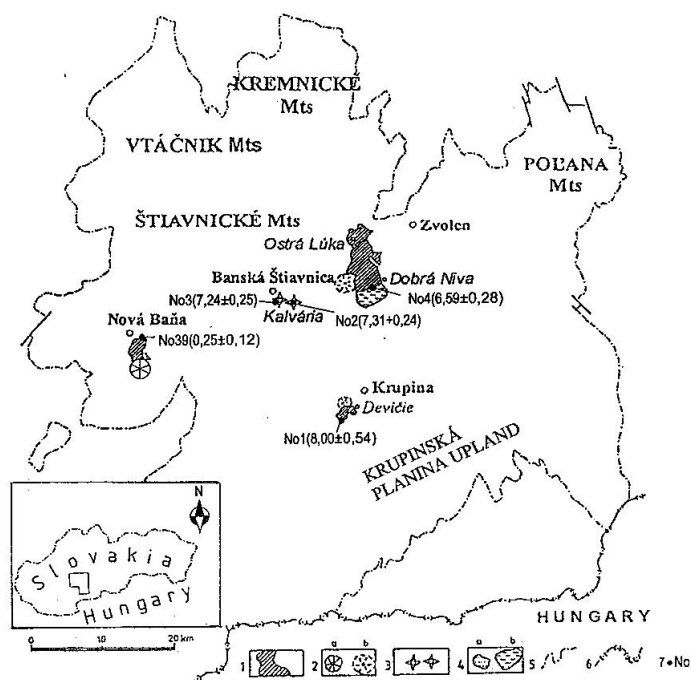
Az előbbiek alapján eljárásunk lényege a következő: a frakcióknak először a K-tartalmát mérjük meg, majd kiválogatjuk az Ar mérésre szánt mintákat. Amennyiben izokronra illeszkedő pontokat kapunk, megvizsgáljuk van-e korreláció az Ar(atm) és K-tartalmak között. Ha nincs, a kor nagy valószínűséggel megbízható. Ha van korreláció, akkor megpróbálunk alacsony és hasonló Ar(atm)-tartalmú frakciókat válogatni, és azokra illeszteni az egyenest. Szerencsés esetben jó illeszkedést és megbízható kort kapunk. Ellenkező esetben további mintával illetve új frakciók előállításával lehet kísérleteznünk. Eddigi praxisunkban, nagy munkaigénye miatt, csak kb. 5 esetben alkalmaztuk ezt a kritérium-rendszert, de minden esetben hasznosnak bizonyult.

6.2.2. Közép- és Dél-Szlovákia bazaltjainak kormeghatározása.

6.2.2.1. A bazaltok földtani és települési viszonyai.

A Közép-Szlovákiai Neogén Vulkáni Terület (Middle Slovakian Neogene Volcanic Field, MSNVF) leggyakoribb kőzetei a mészkalkáli rétegvulkánok és vulkáni törmelékes kőzetek, amelyek között elszórtan jelentkeznek az alkálibazaltos vulkáni működés termékei, a terület térképvázlata a 6.2.7. ábrán látható. A MSNVF aljzatát a Veporikum herciniai granitoidjai és metamorfittjai, valamint paleo- és mezozoos rétegsorok képezik. A MSNVF déli részén (Krupina- (Korponai-) Fennsík) a vulkáni üledékes összletek egri-kárpáti üledékekre települnek. Az alkálibazaltok lávafolyások és lávatakarók, vulkáni kürtökitöltések, salakkúpok, maarok formájában vannak jelen, a vulkáni tevékenység ÉÉK - DDNy-i irányú törésvonalakhoz igazodott (Jugovics L., 1937, 1940). Az alkálibazalt vulkánosság a pannóniai

emelet végén jelentkeznek, majd egy nyugalmi időszak után a negyedidőszakban felújul (Konečný és társai, 1995a, 1995b).



6.2.7. Ábra. Alkálibazaltok Közép-Szlovákiában. 1. lávafolyások és lávakomplexumok. 2. a) salakkúp; b) feltételezett, már lepusztult salakkúp; 3. lávadugók; 4. süllýedékek fluviolakusztis üledékei, a) Riss/Würm, b) késő-miocén/korai-pliocén; 5. a középső-szlovákiai neogén vulkáni terület határa; 6. államhatár; 7. a minták száma és K/Ar kora a 6.2.1. táblázat szerint

Dél-Szlovákiában az alkálibazalt vulkánok nagyobb területet foglalnak el (Losonci-medence, Cerová vrchovina (Cserhátvidék), Konečný és társai, 1999a, 1999b, 2002), s ez a vulkáni mező Magyarországra, Salgótarján környékére is áterjed. A vulkáni képződmények a pontusi emeletben (6,69-5,60 M év) jelennek meg, és jelentősen erodálódott oligocén - miocén üledékekre települnek. A pliocént intenzív, a pleisztocénbe is átnyúló vulkáni tevékenység jellemezte.

A területen az üledékes összletek 3 medencét alkotnak. A legidősebb Buda-medence késő-oligocén, a Fülek-Pétervására-medence korai eggenburgi. Ezután a terület emelkedni kezdett, s ez explozív vulkáni kitörésekkel járt együtt. Később, a transzgresszióval párhuzamosan lerakódtak a salgótarjáni szenes rétegek, amelyekre a harmadik medencét alkotó Modrý Kamen (Kékkő) Formáció kárpáti üledékes rétegei települnek. Az újabb, bádeni tengerelöntéshez kapcsolódva gránáttartalmú hipersztén-amfibolandezitek törtek ki. Az üledékes medencéktől É-ra az andezites vulkáni működés a korai-szarmatáig folytatódott.

A bádeni tenger visszahúzódása után az oligocén-miocén üledékek nagy része lepusztult. A pontusi emeletben a Losonci-medence ÉNy - Ny-i részén egy új, sekély medencében a Poltári

Formáció folyóvízi-tavi üledékei rakódtak le. Ezzel párhuzamosan folyt a Podrečny (Patakalja) Formációt felépítő bazaltok kitörése, s a vízdús környezetben a freatomagmatikus kitörések néhány maar (Pinciná (Pinc), Jelšovec (Jelsőc)) kialakulására vezettek (Vass és társai, 1986, Vass, 1995).

A terület déli részén, a Cerová vrchovina Fennsík (Cserhátvidék) a vulkáni működés során fokozatosan emelkedett (Vass és társai, 1986). A szárazföldi vulkáni működés nagyszámú maar-t és salakkúpot hozott létre, mely utóbbiakból indulnak ki a Cerová Bazalt formáció lávafolyásai és lávatakarói (Konečný és társai, 1995b).

6.2.2.2. A szlovákiai bazaltvulkánosság időbeli fejlődése a K/Ar kormeghatározások alapján.

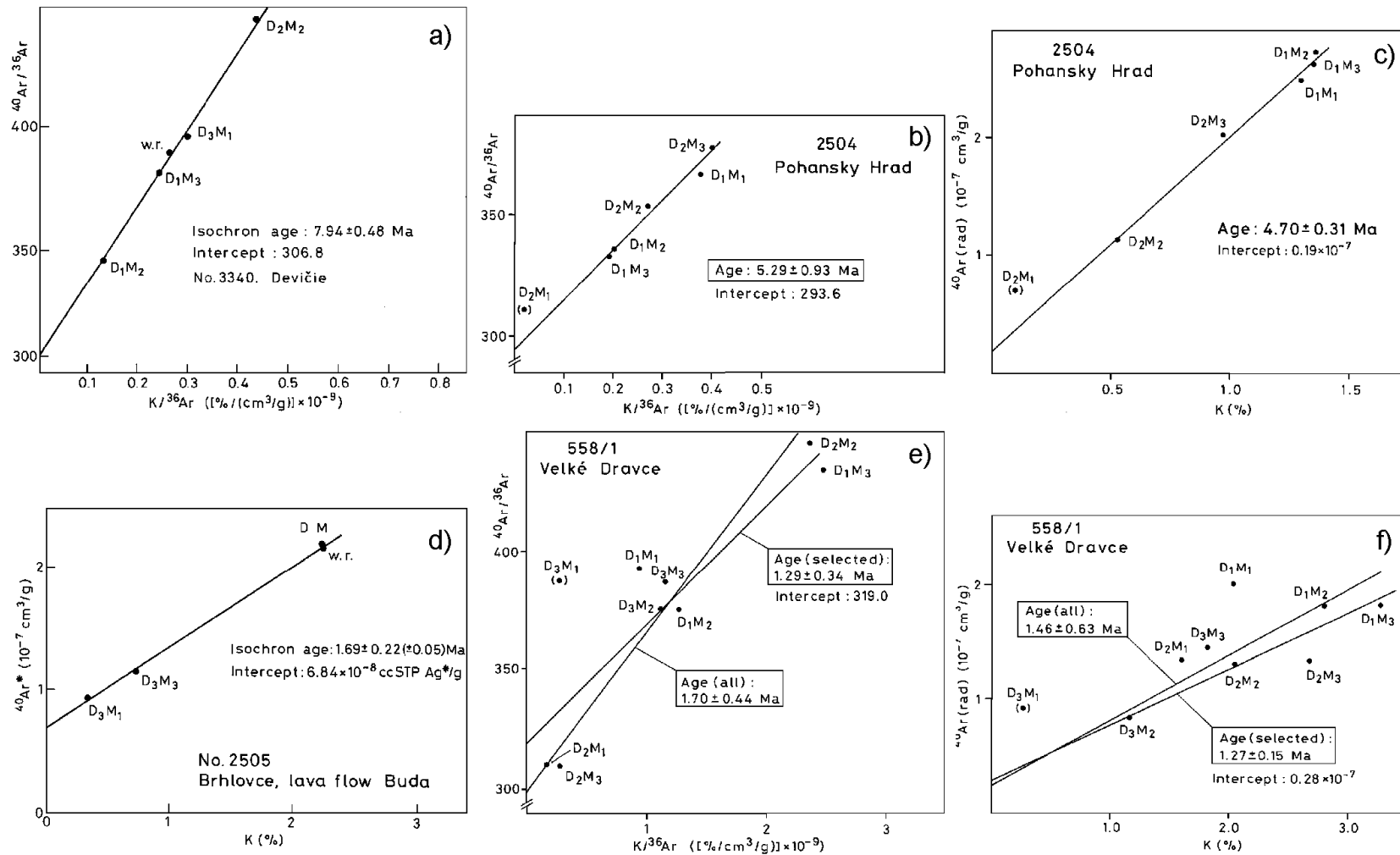
A vizsgált bazaltok lelőhelyét Közép- és Dél-Szlovákiában a 6.2.7. és 6.2.1. ábra térképvázlatok mutatják. A mért koradatokat és a számolt átlagos és izokron korokat az "elfogadott kor" oszlopban a 6.2.1. táblázatban foglaltam össze. Ezek a koradatok az első szlovákiai bazaltokon végzett vizsgálataink (Balogh és társai, 1981) óta kb. 2 évtized alatt készültek el. Ezalatt a munka haladásának megfelelően rendszeresen jelentek meg közlemények (Balogh és társai, 1989, 1994, 1996; Konečný és társai, 1995a, 1995b, 1999a, 1999b, 2002, 2004a, 2004b; Orlický és társai, 1996; Vass és társai, 2000; Sabol, 2004), e munkák nagyobb része azonban a vulkánosság és élővilág fejlődésének, a paleomágnesség változásainak vizsgálatát helyezte előtérbe, a koradatok részletesebb kritikai elemzését nem tartalmazták. A 6.2.1. táblázatban megjelöltem azokat a koradatokat, amelyek közlése megfelelő, ill. elfogadható részletességgel megtörtént, de nem hivatkoztam azokra a közleményekre, amelyek csak a koradatokból levont következtetéseket tartalmazták, pl. egy vulkáni fázis koraként. Kormeghatározásaink együttes, részletes kronológiai értékelését tartalmazó közlése, az egyes képződmények vulkanológiai leírásával együtt, figyelembe véve Orlický és társainak (1996) paleomágneses eredményeit is, folyamatban van (Konečný és társai).

Az 1. vulkáni fázis Közép- és Dél-Szlovákiában.

Közép-Szlovákiában a mészkalkáli vulkanizmus utolsó fázisát (ami 12,3-12,0 M évtől kb. 8,2 M évig tartott, Balogh és társai, 2000) bazaltos andezitek kitörése jellemezte, ennek befejeződése után igen rövid idővel megindult az alkálibazaltos vulkáni működés.

A Krupina (Korpona) várostól 1 km-re délre, **Devičie** (Devicse) falunál található lávafolyás bádeni korú vulkáni üledékes összletbe bevágódott folyóvölgyet tölt ki, amelynek alja kb. 25 m-rel van a Krupinica folyó jelenlegi ágya felett. A lávafolyásból két helyen vettünk mintát, az

A mintán teljes kőzeten $8,00 \pm 0,54$ M év K/Ar kort, a B mintán $7,94 \pm 0,48$ M év izokron kort mértünk (6.2.8. ábra). Ezek a korok egyértelműen az alkálibazaltos vulkáni működés kezdetét jelzik (a valószínűleg többlet Ar-t tartalmazó B minta izokron kora igen jól egyezik az A minta korával), ami feltűnően jól egyezik a Bakony-Balaton-felvidék bazaltkitöréseinek kezdetével (Balogh és társai, 1986; Balogh és Németh, 2005), továbbá a salakkúp teljes lepusztulása is az idősebb kor mellett szól.



6.2.8. Ábra. Néhány szlovákiai alkálibazalt kőzetfrakcióinak elhelyezkedése az izokron diagramokban

Selmecbányán a Kálvária-domb, és közelében, **Kysihýbel-nél** (Kisiblye) a vasút mellett kibukkanó kürtőkitöltéseket (necks) vizsgáltuk meg. Ez a két képződmény földtani indokok alapján közel egykorúnak tekinthető, ennek szellemében értékeltük a Balogh és társai által 1981-ben közölt első 3, teljes kőzetten mért koradatot is, amelyek a 7,70 - 6,77 M év kortartományban szórtak, s a 3 mintára $8,08 \pm 0,58$ M év izokron kort határoztunk meg. E koradatok, viszonylag nagy szórásuk miatt, továbbá a nem egyetlen kőzettestre meghatározott izokron korra való tekintettel, bizonytalanok voltak. Ezért a későbbiekben e két lelőhelyről újabb mintákat gyűjtöttünk be, amelyeken a teljes kőzetminta mellett frakciókat is mérve 6-6 kormeghatározást végeztünk. A Kálvária-domb alkáli-olivinbazaltjára $7,24 \pm 0,25$ M év, a Kysihýbel (Kisiblye) melletti kürtőkitöltés nefelinbazanitjára pedig $7,31 \pm 0,24$ M év kort határoztunk meg. Ez a két azonosnak tekinthető kor a K-tartalmak szórása (ha különböző K-tartalmú frakciókon azonos korokat mérünk, akkor nincs értelme az izokron módszerek alkalmazásának) és a többlet Ar hiánya, ill. elhanyagolható mennyisége miatt a tényleges kor jó közelítésének tekinthető. A Kálvária-domb D_4M_1 frakciójában észlelhető ugyan többlet Ar, de ennek korát az átlagos kor kiszámolásakor elhagytam, mivel nagyon alacsony K-tartalma (0,112 %) miatt ennek a frakciónak a korhoz való hozzájárulása elhanyagolható. A teljes kőzetten mért kissé fiatalabb kor, ha a kis eltérés szignifikáns, akkor a bazaltos andeziteken észleltekhöz hasonlóan (Balogh és társai, 2000) az üveges alapanyag bomlásával lenne magyarázható.

Zólyomtól DNY-ra, kb. 6 km-re az Ostrá Lúka (Osztroluka) lávaösszletet felépítő lávaárak a délen feltételezett kitörési centrumból, a már lepusztult salakkúpából északra folytak egy viszonylag széles völgyben, s a mellékvölgyekbe is behatoltak. Az egymást követő lávaárak által elzárt völgyben kb. 60 m maximális vastagságú iszap és agyag rakódott le, sporomorfái alapján időben a miocén - pliocén határ közelében. Ostrá Lúka lávaösszletét Dobrá Niva (Dobornya) falutól NY-ra mintáztuk meg, K/Ar kora a biosztratigráfiai adatokkal összhangban $6,59 \pm 0,28$ M évnek adódott.

Dél-Szlovákiában a radiometrikus koradatok és a területi elhelyezkedés szerint Vass és Kraus (1985) két vulkáni formációt különböztetett meg. (i) A Losonci-medence ÉNy-i részén található pontusi korú Podrečany (Patakalja) Bazalt Formációt, ami teljes egészében az 1. vulkáni fázishoz tartozik, és (ii) a pliocén - pleisztocén korú Cerová Bazalt Formációt, ami időben 5 vulkáni fázison át tartott, s a Losonci-medence déli részére, a Cerová vrchovina Fennsíkra (Cserhátvidék) és Salgótarján környékére is áttérjedve összesen kb. 1500 km² területet foglal el.

A **Podrečany Bazalt Formáció**-t alkotó kőzetek különböző vulkáni formákban (lávaárak, maar-ok) jelennek meg, és szoros kapcsolatban vannak a Poltári Üledékes Formáció fluviális-limnikus rétegeivel. Az agyagos üledékekben található sporomorfa együttes egyértelműen alsó-pontusi korra utal (Planderová, 1986). Az eruptiós központ (salakkúp?) a limnikus medencétől É-ra feltételezhető, a lávafolyások a paleovölgyek mentén délre tartva érték el a limnikus medencét. Mélyfúrások adatai szerint a Poltári formáció üledékei összefogazódnak a bazaltfolyásokkal, vagy pedig elfedik azokat. A Podrečany falu melletti lávaár a Losonci-medence É-i részéről kiindulva, a paleovölgy nyugatról délre forduló irányát követve érte el a Poltári Formáció üledékes medencéjét. A lávaár korát 2 teljes kőzet mintán határoztuk meg ($6,30 \pm 0,35$ M év és $6,63 \pm 0,42$ M év), az izokron kor a hasonló K-tartalmak miatt, továbbá mert teljes kőzet mintákról van szó, nem túl értékes. A vulkáni tevékenység idejeként célszerűbb a két koradat átlagát ($6,44 \pm 0,24$ M év) elfogadni. Nem takarítható meg viszont a megjegyzés, hogy ez a lávaösszlet pontos biosztratigráfiai helyzete miatt részletesebb vizsgálatokat érdemelne. A Podrečany formáció kora jelzi az 1. vulkáni fázis végét ($6,44$ M év).

Ugyancsak a vulkáni működés 1. fázisának idején képződött, és a Podrečany formációhoz sorolható a Loconci-medence Ny-i részén található Jelšovec (Jelsőc) maar és az É-i részén található Pinciná (Pinc) maar. Ezek vulkáni anyaga idősebb törmelékekkel nagyon szennyezett, ezért kormeghatározásuk eredménytelen volt. Tisztázatlannak tekinthető a Mašková (Maskófalva) falu melletti lávafolyás kora is. Rétegtanilag a Poltári Formációhoz tartozik (Vass és Kraus, 1985), K/Ar korát Kantor és Wiegerová (1981) piroxén mérésével $7,67 \pm 0,47$, ill. $7,45 \pm 0,41$ M évnél határozták meg. Az általunk teljes kőzeten mért kor először lényegesen fiatalabb kort adott ($4,90 \pm 0,23$ M év), majd egy újabb mintán ismételtén 10 M évnél valamivel idősebb kort mértünk, s e szokatlan eltérések oka a kőzet szennyezettségében, ill. elváltozott jellegében kereshető. Megnyugtató eredmény újabb mintagyűjtés és részletesebb kormeghatározások után várható.

A Cerová Bazalt Formáció (Dél-Szlovákia) tagjainak besorolása a 2 - 6. vulkáni fázisokba.

A pliocén és pleisztocén folyamán a vulkáni működés újabb területeken is megjelent a Losonci-medence déli részén, a Cerová vrchovina Fennsíkon és Magyarországon Salgótarján környékén.

Ebben az időben a terület felemelkedett (Vass és társai, 1986), s a szárazföldi vulkáni kitörések eredményeként salakkúpok jöttek létre, amelyekből lávaárak indultak ki, a lávaárak végénél esetenként láva platók alakultak ki (Medves Magosa, Pohanský vrch (Pogányvár)). A

paleovölgyek mentén néhány lávaár nagyobb távolságra is eljutott (6.2.7. ábra), néhány esetben a lávaárak alatt megmaradtak a fluviális üledékek.

A paleodomborzat legnagyobb tengerszint feletti magassága a magyar-szlovák határ közelében 550 - 575 m lehetett, a pliocén pleisztocén idején (vízrajzi és geomorfológiai megfigyelések alapján) ez a terület volt a dóm-szerkezet központi része. Az ősdomborzat egy másik helyi kiemelkedésére következtethetünk a ragácsi salakkúp helyzetéből a Cerová vrchovina Fennsík keleti részén, amely mintegy 100 m-rel van magasabban a környező bazaltvulkánok maradványainál.

A felboltozódott terület fokozatosan ÉNY-i, É-i és ÉK-i irányba dőlni kezdett, radiális irányú völgyek alakultak ki. A vulkáni működés első termékei a paleodomborzat központi, viszonylag sík részén települnek, kb. 550 m magasságban. A vulkáni működés kiterjedésével a lávaárak megtöltötték a radiális völgyeket, s kb. 200 m legkisebb tengerszint feletti magasságig jutottak le Fülektől északra. A viszonylag elhúzódó vulkáni tevékenység folyamán megindult az erózió is. A vulkáni szerkezetek részben lepusztultak, több salakkúp teljesen eltűnt, s az egykori tápcsatornák telérek, kürtökitöltések, lávadugók formájában táródtak fel. A paleovölgyeket egykor kitöltő lávafolyások jelenleg a dombtetők legmagasabb, közel vízszintes részét alkotják teljes geomorfológiai inverziót hozva létre, hasonlóan a dunántúli bazaltterületekhez (Németh és Martin, 1999a).

A maar-szerkezetek nagy része az erózió során teljesen lepusztult, s a tápcsatornák, diatrémák feltáródtak, s a lepusztult freatomagmás mezőkre jellemző morfológiát (Németh és Martin, 1999a; Németh és White, 2003) hoztak létre. Az erózió mélyebb vulkáni szinteket tárt fel Tachty (Tajti) és Stará Bašta (Óbást) falvaknál, míg viszonylag jobban megőrződtek Šurice (Sőreg) és Hajnačka (Ajnácskő) diatrémái. A salakkúpok teljes lepusztulása után a Somoskőt, Vel'ké Hradište-t (Nagy-Kárgics-hegy), Steblova skala-t (Szár-kő) és más vulkánokat tápláló csatornák lávadugóként jelentek meg a felszínen.

A 2. vulkáni fázis az első fázist követő kb. 1 M éves nyugalmi időszak után kezdődött. Ennek során keletkeztek Vel'ké Hradiste, Somoskő, Gortva, Steblova skala, Črep, Maly Karad, Pohanský Hrad és a Belina-domb kürtökitöltései és lávafolyásai.

Vel'ké Hradiste a tápcsatornában feltörő, legfelső részén kráterkitöltéssé szélesedő oszlopos elválású bazalt Fülektől kb. 1 km-re Ny-ra. A begyűjtött 2 mintán eltérő korokat mértünk. Az idősebb B mintán a többlet Ar-t ugyan kimutattuk, de meggyőző izokron kort nem sikerült meghatároznunk. Emiatt az A mintán mért $5,43 \pm 0,40$ M év kort fogadtuk el a vulkáni működés idejeként.

A Belina-domb kormeghatározásával kapcsolatos problémákat a módszertani kérdéseket tárgyaló 6.1.1. bevezető részében ismertettem. A vulkáni működés legvalószínűbb koraként a legnagyobb K-tartalmú, legmágnesesebb M_3 frakción mért $4,76 \pm 0,40$ M év kort fogadtuk el. Pohanský hrad bazaltkomplexuma (578 m tszf.) egy nagyon lepusztult salakkúpból és több lávafolyásból áll, s vele kapcsolatos a Maly Karad-tól (Kiskarád) délre lévő (550 m) kürtőkitöltő bazalt-domb is. A bazaltlávák bázisa 500 m magasságban van. A 2 teljes közeten mért izokron kor eltér, az idősebb 2504. sz. mintán meghatározott 2 izokron közrefogja a 2503. sz. mintán mért kort, az izokronok korok közül a pontosabbat ($I_2 = 4,70 \pm 0,31$ M év) fogadtuk el a vulkáni működés koraként. A Karad-tól D-re található lávadugóból kialakult dombra $4,30 \pm 0,20$ M év kort mértünk, a bazaltos komplexum déli részén, Malý Karad-nál lévő lávafolyás kora, egyetlen mérésünk szerint $3,74 \pm 0,23$ M év.

A Steblova skala domb (468 m) Blhovce (Balogfala) falutól 2,6 km-re DNy-ra található, oszlopos elválású bazalt és az azzal kapcsolatos kürtőkitöltés építi fel. A $4,63 \pm 0,20$ M év kor összhangban van földtani helyzetével és lepusztulásának mértékével. Steblova skala kürtőkitöltő bazaltjához kapcsolódik a Črep dombot felépítő lávafolyás, amelyen $4,10 \pm 0,30$ M év kort mértünk.

Somoskő felül kiszélesedő, oszlopos elválású kürtőkitöltő bazaltjának korát részletesen tárgyaltam a 6.1.1. pont alatt. A vulkáni működés korát a két nagyon hasonló (I_1 : $4,06 \pm 0,06$ M év és I_2 : $4,08 \pm 0,03$ M év) izokron kor mutatja.

Šurice mellett a látványos, különálló dombot formáló diatréma kb. 90 m-rel emelkedik környezete fölé. A diatréma legfelső részén az egykori maar kitöltés lesüllyedt, néhány telérrel átjárt blokkja található (Konečný és társai, 2004a). Minthogy a frakciókon nem sikerült izokron kort meghatároznunk, a vulkáni működés korára a teljes közeten mért $4,00 \pm 0,29$ M év kor lehet irányadó.

A Gortva (Gortvakisfalud) falutól 1 km-re D-re, a maar-ba benyomuló különálló bazalttesten egyetlen kort mértünk az M_2 mágneses frakción. A $3,68 \pm 0,24$ M év kor a többi koradat és a települési helyzet fényében elfogadható.

Mindezen vizsgálatok alapján a vulkáni működés 2. fázisa az 5,43-3,74 M év időtartamot tölti ki.

A Kostná dolina (Csontos-völgy) Ajnácskő falutól D-re a maar maradványa. A maar gyűrűje részben lepusztult, s e nyíláson keresztül az erózió kimosta az üledékeket. Az ezután újra felhalmozódó üledékek gazdag gerinces faunát tartalmaznak, többnyire emlősök koponyáit (Sabol, 2004). A fauna az európai emlős időskálán a 16a alzónába tartozik, amelynek kora 2,8 -

3,3 M év (Fejfár és Heinrich, 1987). Ezt az időt elég jól közelíti az 1981-ben közölt eredményeinket (Balogh és társai) két mágneses frakción mért korral kiegészített adatokra meghatározott izokron kor ($2,75 \pm 0,44$ M év). A kormeghatározások a kürtőkitöltés anyagán készültek, a kürtőt erősen palagonitosodott tufabreccsa tölti ki, amin a vulkáni működés egy későbbi szakaszában salakbreccsa tört át, s végül telérek nyomultak bele. Kormeghatározás a telérek anyagán képzelhető el, így az általunk mért korok a maar kialakulásának minimális korát jelezhetik. Megítélésem szerint az ajnácskői diatréma és maar besorolása akár a 2., akár a 3. vulkáni fázisba problematikus. Ajnácskő környékének földtani viszonyairól részletesen írtak Vass és társai (2000), s a legutóbbi eredmények külön kötetben is megjelentek (Sabol, 2004).

A 3. vulkáni fázis egy nyugalmi időszak után követi a 2. fázist, kezdetét az Ajnácskő diatrémájába benyomuló teléreken mért $2,75 \pm 0,44$ M év izokron kor jelzi. Ebbe a fázisba tartoznak még a felboltozódott terület ÉK-i részén az Ostrá Skala (Hegyes-kő) bazaltkomplexuma, továbbá a Medves és a Tri chotáre (Háromhatár-hegy) lávafolyásai a felboltozódott terület Ny-i peremén.

A Medves és a Tri chotáre lávafolyásai szlovák területen a Ny-i irányú paleovölgyeket követik. A Medves bazaltjára (szlovák területen) $2,61 \pm 0,19$ M év kort mértünk, ami elég jól egyezik a hazai területen kapott eredményekkel (Balogh és társai, 1986). E megnyugtató egyezés miatt a magyar területen gyakori többlet Ar jelenlétének kiderítésére még nem került sor. A Tri chotáre bazaltja tartalmaz többlet Ar-t, ezt a frakciókon mért korok jelentős különbsége mutatja. A vulkáni működés koraként a legnagyobb K-tartalmú mágneses frakción mért $2,45 \pm 0,11$ M év kort fogadtuk el.

Az Ostrá skala bazaltkomplexumot (451 m) egy salakkúp és benne egy bazalttest alkotja, ami valószínűleg a tápcsatorna maradványa. A bazalttesten, teljes közeten végzett egyetlen kormeghatározás eredménye $2,60 \pm 0,22$ M év, elfogadható a tényleges kor közelítéseként.

A 3. vulkáni fázis végét a Tri chotáre lávafolyásra elfogadott $2,45 \pm 0,11$ M év jelzi.

A 4. vulkáni fázis igen rövid szünet után következik. Ebben a fázisban a vulkáni működés túlterjed a felboltozódott területen, s a vulkáni formák is változatosabbá válnak. A Medves bazanitjára magyar területen $2,25 \pm 0,31$ M év és $2,30 \pm 0,65$ M év izokron korokat közöltünk (Balogh és társai, 1986), és kimutattuk a többlet Ar gyakori jelenlétét is. Minthogy a bazaltvulkánosság kora a Medves közelében elég jól ismert volt, ha az előzetes földtani képpel összhangban lévő korokat mértünk, a korok földtani megbízhatóságának részletes vizsgálatától eltekintettünk.

A Fülektől Ny-ra lévő hosszú lávafolyáson Fil'akovské Kováče (Fülekkovácsi) mellett $2,15 \pm 0,13$ M év, Rátkánál $1,93 \pm 0,23$ M év korokat mértünk. A felboltozódott terület peremén lévő Zaboda és Vel'ký kopec (Malom-hegy?) lávafolyásainak korára $2,03 \pm 0,15$ M év, ill. $1,92 \pm 0,12$ M év korokat határoztunk meg. A Medves bazaltját szlovák területen elérő EHJ-1 fúrás 15,5 - 15,8 m-ről vett magjának korára $1,87 \pm 0,10$ M év kor adódott. Blhovce mellett a "Buda" lávafolyáson többlet Ar-t tartalmazó mintán $1,69 \pm 0,22$ M év izokron kort mértünk, ami igen jól egyezik az ugyanezen lávafolyás többlet Ar-t valószínűleg nem tartalmazó teljes kőzetén mért $1,73 \pm 0,10$ M év korral.

A 4. vulkáni fázis záróeseménye a Bulhary (Bolgárom) községtől K-re található lakkolit benyomulása a maar üledékei közé (Konečný és társai, 1999a, 2004a). E többlet Ar-t tartalmazó nefelinbazanit korára korábban $1,47 \pm 0,31$ M év teljes kőzeteken mért izokron kort közöltünk (Balogh és társai, 1981), ezt az értéket a későbbiekben frakciókra meghatározott izokron kor ($1,49 \pm 0,31$ M év) megerősítette.

Az 5. vulkáni fázis lényegében megszakítás nélkül követi a negyediket. Bevezetését az igen tekintélyes tömegű, sok salakkúpból és lávafolyásból felépülő Vel'ký Bučeň (Nagybucsony) komplexum kialakulása indokolja. A Vel'ký Bučeň komplexum fiatalabb a Bulhary-i kőfejtőben feltárt bazalttestnél és maar-nál. Ugyancsak az 5. fázisba tartoznak a Dunivá Hora-nál (Dobogó-hegy) található salakkúp és telérei, és az ebből kiinduló, Obručná baňa-nál (Abroncsosi bánya) feltáródó lávafolyás, valamint a felboltozódott területen már kívül eső, Steblova skala domb (394 m) bazalt testet is tartalmazó krátere.

A Steblova skala bazaltján mért $1,43 \pm 0,10$ M év kor reálisnak tűnik, összhangban van a vulkanológiai megfigyelésekkel. A Dunivá hora domb salakkúpja rátelepül a Medvesre, így a benyomuló bazaltteléren mért $1,32 \pm 0,10$ M év kor reális, és elfogadható a salakkúpból kiinduló, Obručná baňa-nál megmintázott lávafolyáson mért $1,22 \pm 0,10$ M év kor is.

A Vel'ký Bučeň komplexumot a Vel'ký- (514 m) és Malý Bučeň (475 m), továbbá Bulhary falutól K-re az Ohrůhlica (Kerek-hegy) (417 m) és Bukovinka (456 m) dombok salakkúpjai, valamint az ezekkel kapcsolatos lávafolyások építik fel. A lávafolyások több feltárásban és kőfejtőben, pl. a salakkúpoktól K-re Konrádovce (Korláti) kőfejtőjében, jól tanulmányozhatók. Néhány lávaár Ny-i és É-i irányban halad, ezek Vel'ké Dravce (Nagydaróc) és Šavol (Füleksávoly) falvaknál, továbbá a Čirinec völgyben és Poličko-nál táródnak fel. A salakkúpok és lávafolyások a Cerová vrchovina Fennsík viszonylag egyenletes felszínére települnek 350 - 370 m magasságban, s a Losonci-medencére néző impozáns tömeget alkotnak.

A Konrádovce kőfejtőjében feltárt bazalt teljes kőzeten $1,51 \pm 0,22$ M év, a mágneses frakción $1,02 \pm 0,20$ M év K/Ar korú, a legkevésbé mágneses M_1 frakció idős kora azonban többlet Ar jelenlétére utal. A komplexum több helyén mért K/Ar korok fiatalabbak Konrádovce teljes kőzeten mért koránál, de idősebbek az M_3 frakcióján mért kornál; Konrádovce bazaltjának tényleges kora az 1,51 - 1,02 M év kortartományban lehet.

A Vel'ké Dravce kőfejtőjében feltárt lávafolyást a Somoskőhöz hasonló módon, csak kevésbé részletesen vizsgáltuk. A kőzet egyértelműen tartalmaz többlet Ar-t (pl. 558/1 minta, D_3M_1 frakció: $8,68 \pm 0,65$ M év!), a két izokron kor azonban nagyon jól egyezik ($1,29 \pm 0,34$ M év és $1,27 \pm 0,15$ M év), és ezt a kort mutatja a D_2M_3 mágneses frakció is: $1,28 \pm 0,39$ M év. Ez a kor kiemelten megbízható, viszonyítási alap lehet a közeli bazaltokon mért korok megbízhatóságának értékelésekor. Pl. Konrádovce bazaltja valamivel idősebb kell legyen a Vel'ké Dravce-nél feltárt bazaltnál.

A Čirinec völgyben feltáródó bazalt is tartalmaz helyenként (pl. 3399 sz. minta) többlet Ar-t, a 3400. és 3401. sz. minták ($1,46 \pm 0,15$ és $1,44 \pm 0,14$ M év) és a $3401M_3$ frakció koradatai ($1,42 \pm 0,31$ M év) igen jól egyeznek. Emiatt ez a közös kor csak nagyon kevéssel lehet idősebb a földtani kornál, azzal hibahatáron belül bizonyára egyezik. A Čirinec völgy Poličko-nál vett mintáján az $1,22 \pm 0,36$ M év, és a Šavol falunál vett mintán mért $1,16 \pm 0,30$ M év korok szintén elfogadhatók.

Paleomorfológiai és vulkanológiai megfontolások alapján a Vel'ký- és Malý Bučej salakkúpjainak idősebbeknek kell lenniük a lávafolyásoknál, s a két salakkúp kevésbé erodált jelege is érv a vulkáni szerkezet fiatal kora mellett.

A Ragács salakkúpja (536 m) a Cerová vrchovina Fennsík felboltozódott területének ÉK-i részén található. Fejlődésének kései szakaszában tápcsatornája alkáli-olivinbazalttal töltődött ki. A salakkúpból 470 m magasságban DNy-i irányban indul ki a borkúti lávaár, ami a 375 m-es szinten végződik. A DNy-i irányú lávamozgás eltér a többi lávaáron megfigyelhető É-i iránytól, ami az ösfelszín D-re dőlésével magyarázható.

Első kormeghatározásaink során (Balogh és társai, 1981) 2 teljes kőzet mintán $1,38 \pm 0,20$ M év és $1,39 \pm 0,15$ M év korokat, és ezek alapján $1,35 \pm 0,32$ M év izokron kort határoztunk meg. A későbbiekben teljes kőzeten és frakciókon végzett 7 újabb kormeghatározásunk eredményei az 1,51-1,28 M év tartományban szórtak, megerősítve először közölt adatainkat. Emellett a Ragács salakkúpjának belsejében található lávafolyásra $1,14 \pm 0,10$ M év, a vulkáni anyagszolgáltatás végén képződött kürtökitöltő bazalt-dugóra pedig $1,02 \pm 0,10$ M év korokat mértünk. Az utóbbi dátum jelzi az 5. vulkáni fázis befejeződésének idejét.

A 6. vulkáni fázisba 3 maar kitörés tartozik: (1) Hodejov (Várgede) mellett, (2) a füleki vár dombja, és (3) Fülektől É-ra a Červený kopec (Vörös-kő) domb. Anyaguk nagyfokú törmelékes szennyeződése miatt kormeghatározásra sajnos nem alkalmasak.

A 7. vulkáni fázisba Közép-Szlovákiában, Újbánya mellett a Brehy (Magasmart) lávafolyás tartozik, ami a Pútkov vřšok domb salakkúpjából kiindulva É-i irányban folyik és a Garam Riss teraszára települ (Šimon és Halouzka, 1996). Az első, közölt K/Ar adatunk ($0,53 \pm 0,16$ M év, Balogh és társai, 1981) a többlet Ar jelenléte miatt túl idős volt. Az újabb, frakciókon is mért korok az 1,49-0,25 M év tartományban szórnak, a rendszertelen eloszlású többlet Ar izokron kor meghatározását nem tette lehetővé, mindössze a lehetséges kort sikerült pontosabban behatárolnunk. A vulkáni működés idejét legjobban a legfiatalabb kor ($0,25 \pm 0,12$ M év) közelíti, a települési viszonyok alapján azonban még ennél is fiatalabb tényleges kor nem zárható ki.

6.2.3. A szlovákiai bazaltok kormeghatározásának eredményei és tapasztalatai.

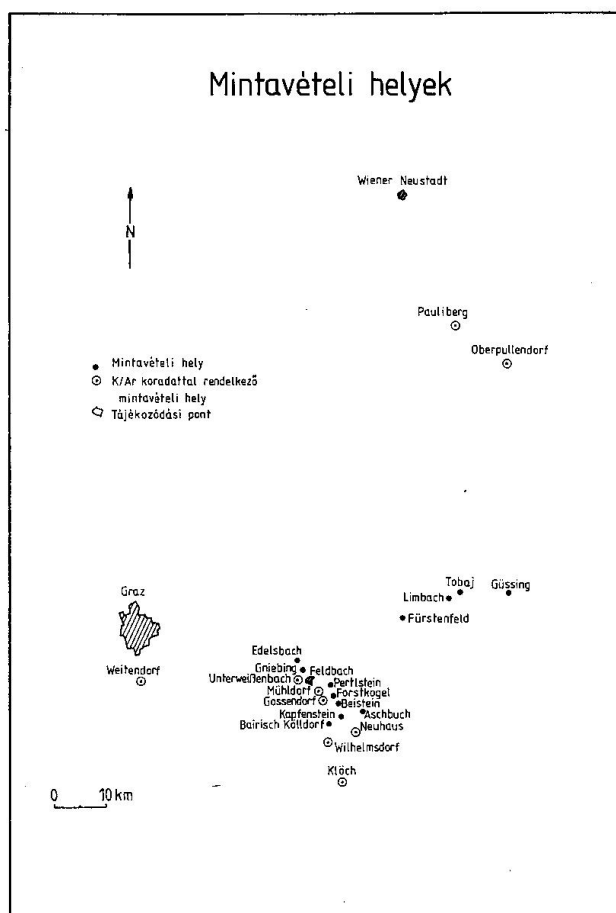
A szlovákiai bazaltokon végzett kormeghatározásaink legnagyobb eredményének a többlet Ar-t egyenlőtlen eloszlásban tartalmazó bazaltok kormeghatározására kidolgozott módszert tekintem, mert ennek a vizsgált területünkön túlmutató jelentősége van. Ezzel párhuzamos eredmény annak kimutatása, hogy az izokron módszerek eredményeiben is tanácsos kételkedni, korreláló K és Ar(ex) tartalmak esetén az izokron kor is adhat félrevezető eredményt, még akkor is, ha mindkét diagramban ugyanazt a kort kapjuk. Itt még nem tértem ki rá, de ami a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - K/ ^{36}Ar és $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ - K izokron módszerekre igaz, igaz az Ar/Ar módszerekre alkalmazott izokron korokra is. Emiatt távolról sem megnyugtató az a széles körben alkalmazott gyakorlat, amely a többlet Ar által okozott problémát az Ar/Ar módszerek alkalmazásával szinte rutinszerűen megoldhatónak tekinti.

Látható, hogy az elvégzett nagyszámú kormeghatározás ellenére is sok megoldatlan probléma maradt, a Somoskőn elvégzett munkához hasonló részletességű vizsgálatokra nem volt lehetőségünk. Mindazonáltal sikerült behatárolnunk a bazaltvulkánosság idejét, tudjuk, hogy kb. 8 M éve kezdődött és valamikor a Riss és Würm között ért véget. Vannak olyan előfordulások (Selmezbánya környéke, Somoskő, Vel'ké Dravce, Ragács, stb.) amelyek korát egészen pontosan megismertük, s a részletesebben nem vizsgált bazaltfeltárások koráról is sikerült határozott képet kialakítanunk. Ezek az adatok tették lehetővé a vulkanológus kollégák

számára a vulkáni fázisok elkülönítését, ami nem csekély eredmény, helyenként bizonyára pontosításra szorul, de alapjában mindenképpen megbízható.

6.3. Délkelet-Stájerország és Dél-Burgenland szarmata utáni vulkanitjainak K/Ar kora.

K/Ar vizsgálatainkkal a Magyar Állami Földtani Intézet és a Geologische Bundesanstalt együttműködése keretében Kelet-Ausztriában folyó maar kutatásokhoz csatlakoztunk. A délkelet-stájerországi és burgenlandi vulkáni kőzetek részben fiatalabb miocén és pliocén bazaltok, részben, az általunk vizsgált területen jóval túlterjedő idősebb vulkáni kőzetek, amelyek közül a Weitendorf és Gossendorf között található trachandeziteket vizsgáltam, ezekkel azonban dolgozatomban nem foglalkozom. A magyar-osztrák együttműködésben vizsgált minták lelőhelyét a 6.3.1. ábra térképvázlata mutatja. Eredményeinkről két közlemény jelent meg (Balogh és társai, 1990, 1994b), és szerepelnek a Kárpát - pannóniai régió alkáli magmás működéséről készült összefoglaló közleményekben is (Pécskay és társai, 1995, Seghedi és társai, 2004).



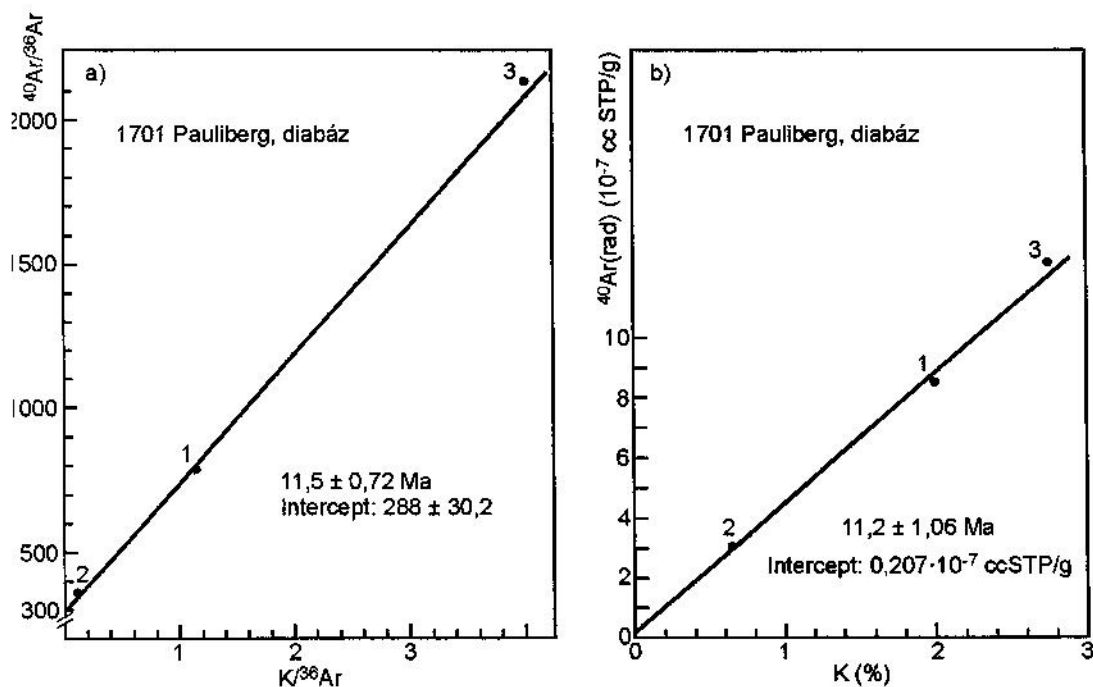
6.3.1. Ábra. Datált alkálibazaltok lelőhelye Dél-Burgenlandban és Kelet-Stájerországban

ATOMKI szám	Lelőhely sorszám	Kőzet frakció	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ 10^{-7} cm^3 STP/	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\pm\sigma$ M év
1522	Oberpullendorf 3.	olivinbazalt	1,118	4,816	13	11,2 \pm 1,2
518	Pauliberg	olivinbazalt	1,293	5,276	16	10,5 \pm 1,0
1701	Pauliberg 4,2	diabáz	1,977	8,503	62	11,0 \pm 0,5
		mágneses fr.	0,649	3,118	16	12,3 \pm 1,1
		nem mágneses fr.	2,717	12,41	86	11,7 \pm 0,4
1517	Klöch 5	nefelinbazanit	1,360	1,350	3.0	2,56 \pm 1,2
1516	Wilnelmsdorf 6	tefrit	1,846	1,223	3.3	1,71 \pm 0,72
1707	Neuhaus 7/1	földpátpótlós olivinbazalt bomba	1,324	1,599	6	3,11 \pm 0,75
1698	Neuhaus 7/2	alkáli olivinbazalt	1,378	2,016	19	3,76 \pm 0,41
1513	Mühldorf 8/1	nefelinbazanit	1,892	1,937	7	2,64 \pm 0,55
1520	Mühldorf 8/2	nefelinbazalt	1,940	2,304	3	3,05 \pm 1,4
1708	Mühldorf 8/3	nefelinbazalt	1,991	1,837	20	2,38 \pm 0,18
	Unterweissenbach 9/1	bazalt bomba	1,880	1,655	21	2,27 \pm 0,17

6.3.1. Táblázat. Burgenlandi és kelet-stájerországi bazaltok K-Ar kora

Dél-Burgenland területéről a Pál-hegyi diabázt és alkálibazaltot, valamint a felsőpulyai alkáli bazaltot vizsgáltuk. A Pál-hegy kőfejtőjének felső udvarából a durva, oszlopos fedőbazaltból és a kőfejtő udvarának talpszintjéből gyűjtöttünk be mintát, az utóbbi szövete és kémiai összetétele szerint diabáz. A fedő olivinbazalton 10,5 \pm 1,0 M év kort mértünk (6.3.1. táblázat), az alsó diabázból viszont K-tartalmukban jelentősen különböző frakciókat is sikerült elkülönítenünk, így izokron kor meghatározására is lehetőségünk nyílt. A koradatok a teljes kőzeten 11,0 \pm 0,5 M év, a főleg titánaugitból álló mágneses frakción 12,3 \pm 1,1 M év, a főleg (káli-)földpátokat tartalmazó nem mágneses frakción pedig 11,7 \pm 0,4 M év kort mértünk. Figyelembe véve a hibahatárokat, lehetséges, hogy az észlelt korkülönbség nem szignifikáns, bár a teljes kőzeten mért fiatalabb kor, mint azt a szlovákiai bazaltos andezitek vizsgálata során kimutattuk (Balogh és társai, 2000), lehet a könnyen bomló vulkáni üveg argon veszteségének a következménye, a nem mágneses frakció korát pedig, az alacsony K-tartalom miatt, már nagyon kevés többlet Ar is megemelhette. A két izokron kor (6.3.2.a-b ábra) a nagy analitikai hiba ellenére igen jól egyezik (I_1 : 11,5 \pm 0,72 M év; I_2 : 11,2 \pm 1,06 M év) Ezek az izokron korok jó egyezésükön kívül azért nagyon megbízhatóak, mert a frakciók K-tartalmában igen

nagy, több mint négyszeres eltérés van. Az egymással összhangban lévő koradatok közül a valamivel pontosabb izokron kort, a $11,5 \pm 0,72$ M évet célszerű a vulkáni működés kezdeteként elfogadni.

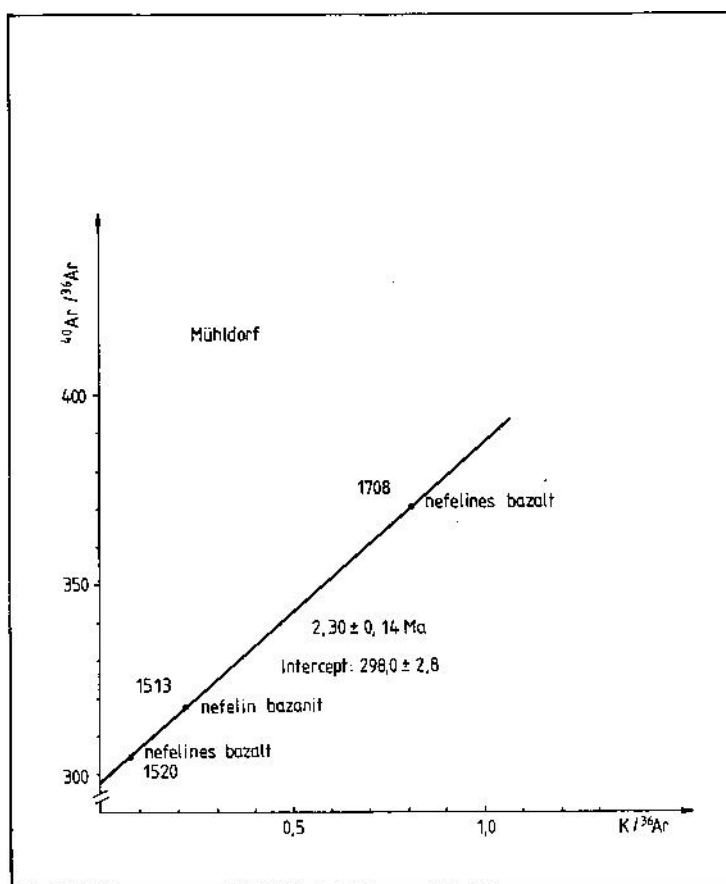


6.3.2. Ábra. A Pál-hegy diabázának izokron kora. Részletes magyarázat a szövegben

A felsőpulyai köfajtó alsó szintjéről begyűjtött oszlopos olivinbazalton $11,2 \pm 1,2$ M év kort mértünk. E minta szövete nem tette lehetővé jelentősen különböző K-tartalmú frakciók előállítását, így (izokron teszt hiányában) a mért K/Ar korban akár kételkedhetnénk is. A felsőpulyai bazalton mért kort tulajdonképpen a közeli Pál-hegy nagyon hasonló és nagyon megbízható kora hitelesíti.

Délkelet-Stájerország bazaltjai közettanilag (6.3.1. táblázat) és kémiai összetételüket tekintve (Balogh és társai, 1990, 2. táblázat, 2a-b. ábra) is változatos képet mutatnak. A viszonylag kevés számú koradat közül is több a túl sok atmoszférikus Ar-tartalomból következő nagy hiba miatt nem teljes értékű (Klösch, Wilhelsdorf, Mühlendorf 8/2). Az azonban mégis megállapítható, hogy a kitörések legalább 1 millió évig, valószínűbb, hogy 1,5 M évig, tartottak. Kormeghatározásaink azt is mutatják, hogy legidősebbek a neuhausi Várhegy alkáli olivinbazaltja, amelynek legfelső szintjéről a várudvarról gyűjtött tufában lévő bombán $3,11 \pm 0,75$ M év kort mértünk, továbbá a Steinleiten DNy-i oldalán lévő útbevágásból vett alkáli olivinbazalt, amelynek korára $3,76 \pm 0,41$ M év kort határoztunk meg.

A mühldorfi kőbányából a bánya bejáratánál található nefelinbazanitból egy, az É-fal oszlopos elválású bazanitjából 2 mintát mértünk. Meghatároztuk a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ izokron kort is ($2,30 \pm 0,14$ M év; 6.3.3. ábra), ami a minták hasonló K-tartalma miatt csak maximális korként értelmezhető. Megjegyzem, hogy az ugyancsak Feldbach közelében lévő Steinberg bazaltjának 2 mintáján (nem közölt) izokron korokat határoztunk meg, amelyek a 2,41 - 2,11 M év kortartományban szórnak, s így megerősítik a mühldorfi mintákra meghatározott izokron kort. Ugyancsak a mühldorfi bazalton mért izokron kor hitelét erősíti a közeli Unterweissenbach felhagyott kőfejtőjének alsó szintjéről származó bazalt bombán mért, analitikailag feltétlenül jó $2,27 \pm 0,17$ M év kor is .



6.3.3. Ábra. A mühldorfi nefelin(es) bazaltok az izokron diagramban

A Stradner Kogel korát a wilhelmsdorfi kőfejtőben begyűjtött mintán mértük. A hiba túl nagy, de a területen mért legfiatalabb kor ($1,71 \pm 0,72$ M év) a közettani - geokémiai jelleggel összhangban van.

Végül a Klösch rétegvulkáni komplexumának déli részén található kőbányából származó nefelibazanit igen nagy hibával meghatározott korával ($2,56 \pm 1,2$ M év) kapcsolatban meg szeretném jegyezni, hogy a komplexum további 2 mintáján sikerült izokron korokat

meghatároznunk, ahol a K/Ar korok a 2,44 - 2,10 M év időszakra estek, az izokron korok pedig egy igen szűk ($2,24 \pm 0,16$ - $2,34 \pm 0,14$ M év) kortartományban szórtak.

A délkelet-stájerországi bazaltos kőzetek korával kapcsolatban összefoglalva megállapítható, hogy a vulkáni működés mindenképpen a 2,5 - 2,0 M év időszakban volt a legintenzívebb. A neuhausi Várhegy bizonyára idősebb 3 M évnél, a Stradner Kogel tefritje viszont 2 M évnél fiatalabb is lehet.

A Balaton-felvidék, Bakony és a Kisalföld vulkánossága legnagyobb részben a dél-burgenlandi és a délkelet-stájerországi vulkánosság közötti szünetben zajlott le. A dél-burgenlandi és a Duna-Tisza-közi mélyfúrásokból ismert bazaltos vulkáni működés időben közel volt egymáshoz, a délkelet-stájerországi bazaltok kitörése viszont a nógrádi bazaltvulkánossággal mutat időbeli rokonságot.

Kronológiai vizsgálataink részben megerősítették a régi klasszikus sztratigráfiai megállapításokat (Winkler, 1913; Küpper, 1957), miszerint a mülldorfi és neuhausi bazaltok kora felső-pliocén, viszont cáfolták a klöchi és wilhelmsdorfi bazaltokat felső-miocénnek tartó nézeteket.

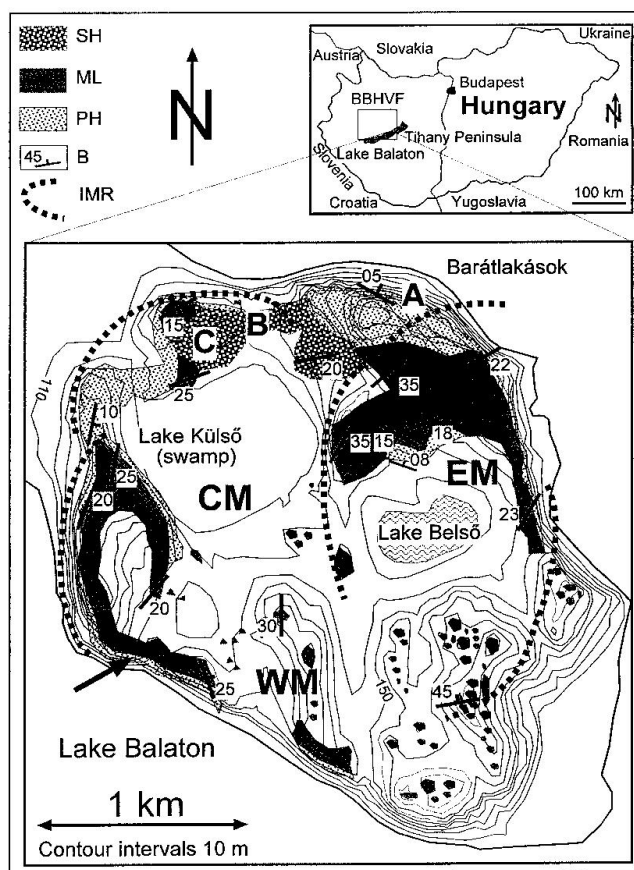
6.4. A Tihanyi-maar K/Ar vizsgálata.

A Bakony–Balaton-felvidék bazaltvulkánjainak K/Ar módszeres vizsgálata a laboratórium megszervezése után már néhány évvel elkezdődött, csatlakozva a Magyar Állami Földtani Intézetben Jámbor Áron által vezetett, a pannóniai képződmények sokoldalú megismerésére irányuló kutatásokhoz. Az első eredmények már a 80-as évek legelején megjelentek (Jámbor és társai, 1980; Balogh és társai, 1982), ezek a közlemények azonban még nem foglalkoztak a Tihany-vulkán kormeghatározásával. Az alapvetően piroklasztitokból felépülő, és ezért idősebb szennyező anyagot mindig tartalmazó Tihany-vulkán kormeghatározása ugyanis nehezebb, sok tapasztalatot igénylő feladat. Az első kormeghatározásokat a barátlakásoknál begyűjtött bazalt bombákon végeztük, ezeknek a vizsgálatoknak az eredményeit kandidátusi értekezésemben (1984) foglaltam össze, közlésükre 1986-ban került sor (Balogh és társai, 1986).

A Tihany-vulkán K/Ar módszeres kronológiai vizsgálatának több szempontból is megkülönböztetett jelentősége van. A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területén a kevés, ismert rétegtani helyzetű vulkán közé tartozik (Jámbor és társai, 1981; Jámbor, 1980, 1989), Müller és Szónoki (1989), továbbá Müller és Magyar (1992) vizsgálatai, kimutatták, hogy a Tihany-vulkán működése a *Congerina balatonica* – *Prosodacnomya* zónák határának közelében kezdődött. E rétegtani jelentőség mellett a Tihany-vulkán a Bakony–Balaton-felvidék alkáli-

bazaltos vulkanizmusának a kezdetét is jelzi. Emellett a Tihany-vulkán kormeghatározásának módszertani jelentősége is volt: a piroklasztitok kormeghatározása azért nagyon nehéz, mert az idősebb kőzetrétegeken keresztül felszínre robbanó vulkáni anyag idősebb törmeléket is magával ragad, s ennek a gyors felemelkedés és lehülés során nincs ideje argontartalmát az atmoszférával kicserélni, s a ki nem gázosodott törmelékes szennyezés meghamisíthatja a kort.

Kandidátusi értekezésemben és a hazai bazaltok kormeghatározásait összefoglaló első közleményben (Balogh és társai, 1986) a barátlakásoknál begyűjtött két minta összesen 7 frakcióján végzett K/Ar kormeghatározás eredményeit ismertettem. Az első mérési eredmények 7 - 8 M év korra utaltak, de sem a korok pontossága, sem azok megbízhatósága nem volt kielégítő. Dolgozatomban azt a két évtizedes, többször is megszakított, de mindig újrakezdett munkát szeretném bemutatni, aminek eredményeképpen sikerült eljutnunk a Tihany-vulkán működésének kezdetére meghatározott, megbízhatóságát és pontosságát tekintve egyaránt elfogadható $7,92 \pm 0,22$ M év korhoz.



6.4.1. Ábra. A Tihanyi-félsziget a bazaltok felszíni elterjedésével. SH – Stromboli vagy Hawaii típusú kirobbanásos termékek, MH – differenciálatlan maar-tavi üledékek, PH – differenciálatlan freatomagmás piroklasztitok, B – rétegzettség, IMR – a maar peremének feltételezett helye, A – barátlakások, B – Diós, C – Gödrös, CM, EM és WM – központi, keleti és nyugati maar.

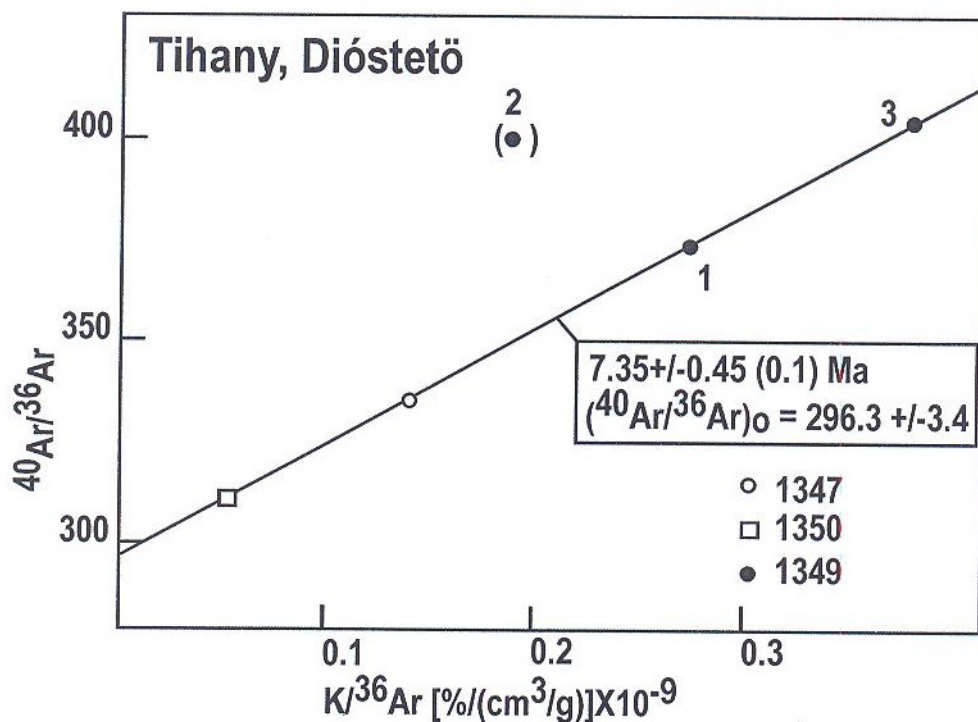
No.	Dated fraction	K %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ $10^{-7}\text{cm}^3/\text{g}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ %	Age $\text{Ma} \pm \sigma$	Ref.
Samples from Monk's caves (Barátlakások – A locality on Fig. 1)						
958	w. r.	1.79	5.852	0.52	8.40 ± 0.36	1
958	M1	1.84	5.524	0.36	7.72 ± 0.38	1
958	M3	1.87	5.428	0.65	7.46 ± 0.30	1
1000	w. r.	1.75	5.796	0.25	8.51 ± 0.45	1
1000	M1	1.53	5.797	0.19	9.73 ± 0.75	1
1000	M2	1.76	5.686	0.20	8.30 ± 0.61	1
1000	D1	1.79	5.120	0.17	7.35 ± 0.64	1
3378	w. r.	1.72	4.647	0.15	6.92 ± 0.65	3
3379	w. r.	1.78	5.970	0.24	8.60 ± 0.55	3
3380	w. r.	2.06	6.234	0.48	7.78 ± 0.33	3
3382	w. r.	1.81	5.868	0.34	8.31 ± 0.42	3
3442	w. r.	1.96	5.646	0.42	7.41 ± 0.34	4
3443	w. r.	1.65	6.078	0.42	9.43 ± 0.43	4
3381	w. r.	2.04	5.379	0.33	6.78 ± 0.35	3
3381	D1M2	2.39	6.927	0.33	7.44 ± 0.38	3
3381	D1M4	2.15	6.820	0.82	8.14 ± 0.31	3
3381	D2M1	0.82	3.305	0.16	10.34 ± 0.90	3
3381	D2M2	0.91	3.118	0.41	8.78 ± 0.40	3
3381	D2M3	1.11	3.832	0.52	8.83 ± 0.37	3
3381	D2M4	2.26	6.036	0.35	6.86 ± 0.34	3
3381	D2M5	2.17	7.632	0.38	9.03 ± 0.39	3
Samples from Gödrös (B locality on Fig.1)						
3341	w. r.	0.88	1.802	0.21	5.24 ± 0.39	3
3342	w. r.	1.52	3.349	0.25	5.64 ± 0.36	3
3342	M1	0.115	1.172	0.074	26.0 ± 5.5	3
3342	M2	1.57	3.385	0.358	5.53 ± 0.27	3
3342	M3	1.66	3.720	0.452	5.77 ± 0.25	3
3343	w. r.	1.35	3.191	0.186	6.07 ± 0.47	3
Samples from Dióstető (C locality on Fig. 1)						
1347	w. r.	0.80	2.305	0.12	7.40 ± 0.86	2
1350	w. r.	1.20	3.647	0.053	7.83 ± 1.45	2
1349	w. r.	1.77	5.117	0.21	7.42 ± 0.52	2
1349	M1	0.22	1.249	0.26	13.00 ± 1.00	2
1349	M2	1.85	5.394	0.27	7.49 ± 0.44	2
3344	w. r.	1.40	4.914	0.078	9.03 ± 1.64	3
3345	w. r.	1.85	5.065	0.124	7.03 ± 0.73	3
3346	w. r.	1.77	3.880	0.075	5.64 ± 1.04	3
3347	w. r.	1.55	3.867	0.26	6.39 ± 0.39	3
3445	w. r.	1.72	4.427	0.38	6.62 ± 0.31	4
3445	M3	1.77	4.551	0.24	6.60 ± 0.31	4
3445	D1	1.62	4.648	0.13	7.37 ± 0.79	4

1. Balogh és társai (1986); 2. Balogh és társai (1985); 3. Harangi és társai (1995b); 4. Balogh (1995)

6.4.1. Táblázat. A Tihanyi vulkánon Balogh és Németh (2005) előtt mért K/Ar korok

A vulkáni kőzetek területi eloszlását a Tihanyi-félsziget felszínén a 6.4.1. ábra mutatja. Az utóbbi évtized vulkanológiai kutatásainak (Németh és társai, 1999, 2001; Martin és Németh, 2004) eredményein alapuló térképvázlatot Németh Károly szerkesztette, s a kronológiai kutatásainkat összegző közleményből (Balogh és Németh, 2005) vettem át. Ebben a közleményben összefoglaltuk az előzőleg készült K/Ar módszeres vizsgálatok eredményeit is, mivel azok igen jelentős része nehezen hozzáférhető helyen jelent csak meg (Balogh, 1995; Harangi és társai, 1995b). Ezeket az adatokat a 6.4.1. táblázat tartalmazza.

A barátlakásoknál begyűjtött bazalt bombán meghatározott $7,56 \pm 0,50$ M év kort (Balogh és társai, 1986) azért nem tartottuk megnyugtatónak, mert az izokron kor meghatározására használt frakciók K-tartalma nem különbözött eléggé, mindössze az 1,53-1,87 % koncentráció-tartományban szórt, ezért fennállt a lehetőség, hogy tulajdonképpen nem izokron kort kaptunk, hanem egy keveredési vonalra illesztett semmitmondó korértéket, aminél a tényleges kor sokkal fiatalabb is lehet. 1985-ben a Dióstetőről begyűjtött 3 mintán 5 kort határoztunk meg (Balogh és társai, 1985). Az 1349. sz. mintából megpróbáltunk frakciókat előállítani; az M_1 nem mágneses frakcióban valóban bedúsultak a vulkáni csatornából felhozott, ki nem gázosodott ásványok, amelyek használhatatlanná tették a koradatot. A további 4 kor a 7,40-7,83 M év tartományban helyezkedett el, és $I_1 = 7,35 \pm 0,45$ M év izokron kort határozott meg (6.4.2. ábra).



6.4.2. Ábra. A dióstető mintáira meghatározott izokron kor

Az izokron kort meghatározó minták K-tartalma lényegesen jobban, a 0,80 % - 1,80 % tartományban szórt. Ez már nyomós érv volt az idős kor realitása mellett, de (több okból is) még mindig nem volt megnyugtató. (i) az izokron kornak túl nagy volt a hibája, ami jórészt a K/Ar korok hibájából adódott., (ii) az izokron meghatározására használt 4 pont közül 3 teljes kőzet pontja volt, amelyekre kevésbé jogosult azonos kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparányt feltételeznünk, (iii) az 1349. sz. minta esetén az M_3 frakció K-tartalma majdnem azonos volt a teljes kőzet K-tartalmával. Ez utóbbi tapasztalat rávilágított a megfelelő frakciók előállításának nehézségeire.

Ezek a mérsékelt eredménnyel járó próbálkozások okozták a munka szüneteltetését egészen az 1990-es évek elejéig. Az újrakezdést az eredményesen folyó vulkanológiai kutatások, Müller és Magyar (1992) nagy jelentőségű rétegtani felismerése, miszerint a bazaltvulkánosság a Congeria balatonica és Prosodacnomya zónák határának közelében kezdődött, a munkánk iránt Horváth Ferenc részéről megnyilvánuló érdeklődés ösztönözte és tette lehetővé, amelynek során újabb vizsgálatok végeztünk és összegeztük az addigi eredményeinket (Balogh, 1995). Végül, de nem utolsósorban a Somoskő vizsgálata során kidolgozott kritérium-rendszerünk és a frakciók előállításában kialakult jártasságunk (Balogh és társai, 1994a) is motiválta újabb vizsgálatainkat.

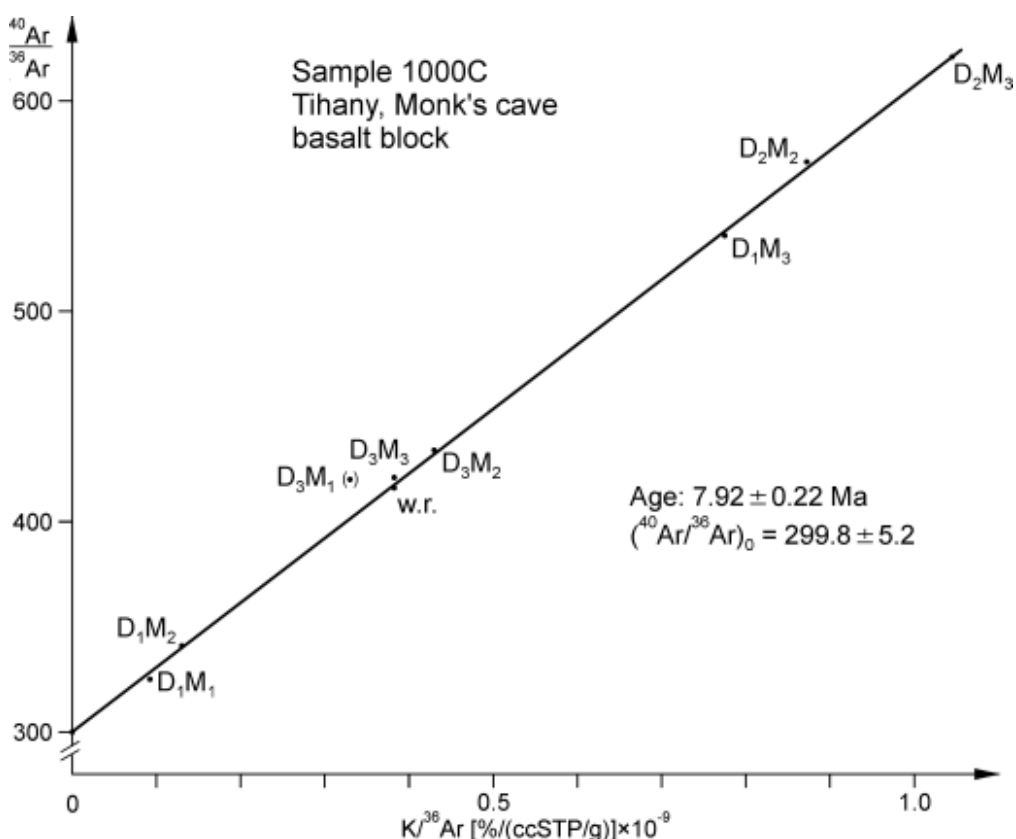
A barátlakásoktól újonnan begyűjtött mintákon mért adatokat a régebbi mérési eredményeinkkel együtt izokron diagramban ábrázolva (mindössze egy nyilvánvalóan többlet Ar-t tartalmazó mintát hagyva el) $7,80 \pm 1,07(0,38)$ M év izokron kort kaptunk, ahol 1,07 M év a szórás, 0,38 M év pedig a középérték közepes hibája (Balogh, 1995). Ismét idős kort kaptunk tehát, változatlanul túl nagy hibával. A fiatalabb kor lehetőségének kiszűrése céljából a 3381. sz. mintából frakciókat készítettünk, amelyeken változatlanul idős kort kaptunk ($7,91 \pm 1,07(0,65)$ M év), az Ar(atm) és K-tartalmak között nem észleltünk korrelációt. Külön megvizsgáltuk az atmoszférikus Ar-t kis koncentrációban ($^{36}\text{Ar}(\text{atm}) < 3 \times 10^{-9} \text{cm}^3/\text{g}$) tartalmazó frakciók korát, ami újra idősnek adódott és újra nagy hibával ($7,93 \pm 1,00(0,55)$ M év, Balogh, 1995). Mindezek alapján megállapítottuk, hogy a Tihany-vulkán valóban idős, a piroklasztikus kőzetből begyűjtött minták azonban pontos kormeghatározást nem tesznek lehetővé.

Végezetül a 0,063-0,125 mm-esre tört 1000C jelű, 100 - 150 mm-es blokkból készítettünk frakciókat, amelyek kora a 6.4.2. táblázatban látható. A frakciók K-tartalma 0,49 - 2,65 %-ig, K/Ar kora 9,09 - 7,95 M évig terjed, többlet Ar csak a D_3M_1 frakcióban mutatható ki, a K és Ar(atm)-tartalom nem korrelál. Az izokron kor $7,92 \pm 0,22$ M év, a kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány

299,8±5,2, vagyis hibahatáron belül atmoszférikus. Ugyanezen minta korát Jan Wijbrans volt szíves Ar/Ar módszerrel is ellenőrizni, ő 7,96±0,03 M év plató kort kapott a Tihany-vulkán korára (Wijbrans és társai, J. Volc. Geotherm. Res., beküldve).

Vizsgált frakció	K %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ $10^{-7}\text{cm}^3/\text{g}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ %	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	^{36}Ar $10^{-9}\text{cm}^3/\text{g}$	$\text{K}/^{36}\text{Ar}$ [%/(cm^3/g) 10^{-9}]	Kor M év±1σ
w. r.	1.89	5.917	28.9	415.6	4.93	0.383	8.03±0.45
D1M1	2.312	7.715	9.24	325.4	25.6	0.090	8.56±1.29
D1M2	2.312	8.191	13.2	340.4	18.2	0.127	9.09±0.97
D1M3	2.650	8.203	44.7	534.4	3.43	0.773	7.95±0.35
D2M2	1.761	5.579	48.3	571.6	2.02	0.872	8.13±0.35
D2M3	2.015	6.275	52.4	620.8	1.93	1.044	7.99±0.33
D3M1	0.439	1.622	29.4	418.6	1.32	0.333	9.48±0.52
D3M2	0.493	1.606	32.0	434.6	1.15	0.429	8.36±0.44
D3M3	1.141	3.780	30.0	422.1	2.98	0.383	8.50±0.46

6.4.2. Táblázat. A barátlakásoknál begyűjtött 1000/C jelű mintából előállított frakciókon mért K/Ar korok



6.4.3. Ábra. A barátlakásoknál gyűjtött 1000C jelű mintának a Somoskőre kidolgozott módszer szerint szeparált frakcióin meghatározott izokron kor

6.5. A Hegyestű korának ellenőrzése: egy hibalehetőség leucit- és nefelintartalmú kőzetek kormeghatározásakor.

A Hegyestű bazanitján a magyarországi bazaltokon végzett kormeghatározások eredményeit összefoglaló munkát (Balogh és társai, 1986) követően majdnem két évtizedig nem történt újabb kormeghatározás. Az 1986-ban közölt K/Ar koradatok a 7,91 - 6,23 M év kortartományban szórtak, a többlet Ar-t leggyakrabban tartalmazó, legkevésbé mágneses frakción pedig $10,2 \pm 0,4$ M év kort mértünk. A frakciókra illesztett egyenes $5,97 \pm 0,41$ M év izokron kort határozott meg, a metszéspont pedig többlet Ar-t jelzett. Ezt az izokron kort elfogadtuk, többek között azért is, mert a közeli Barnag melletti Kőhegy izokron korára hasonló ($5,69 \pm 0,31$ M év) kort kaptunk, többlet Ar jelenlétére nem utaló metszéspont mellett. A 90-es évek közepétől jelentős vulkanológiai kutatások kezdődtek a Bakony–Balaton-felvidék bazaltjain (Németh és társai, 1999, 2001; Németh és Martin, 1999a, 1999b; Martin és Németh, 2002a, 2002b, 2004; Martin és társai, 2003; Németh, 2001, Harangi és Harangi, 1995). Ennek során Németh Károly megszervezte 14 kőzet Ar/Ar módszeres kormeghatározását Amsterdamban (Wijbrans és társai, 2004, és J. Volc. Geotherm. Res., beküldve), ahol valószínűleg a legjobban felszerelt európai laboratórium működik. Az Ar/Ar és az előzőekben közölt K/Ar korok (Balogh és társai, 1986) között többnyire kielégítő volt az egyezés, a legnagyobb eltérést a Hegyestű bazanitján tapasztaltuk, ahol az Ar/Ar izokron kor $7,78 \pm 0,07$ M év, a plató kor pedig $7,94 \pm 0,03$ M év volt.

Az eltérés okának kiderítését nagyon fontosnak tartottuk, ezért újabb, részletesebb vizsgálatokat kezdtünk a Németh Károly által begyűjtött új mintákon. Az újabb vizsgálatok a Hegyestű korának megállapításán túlmenő jelentőségű felismerésre vezettek.

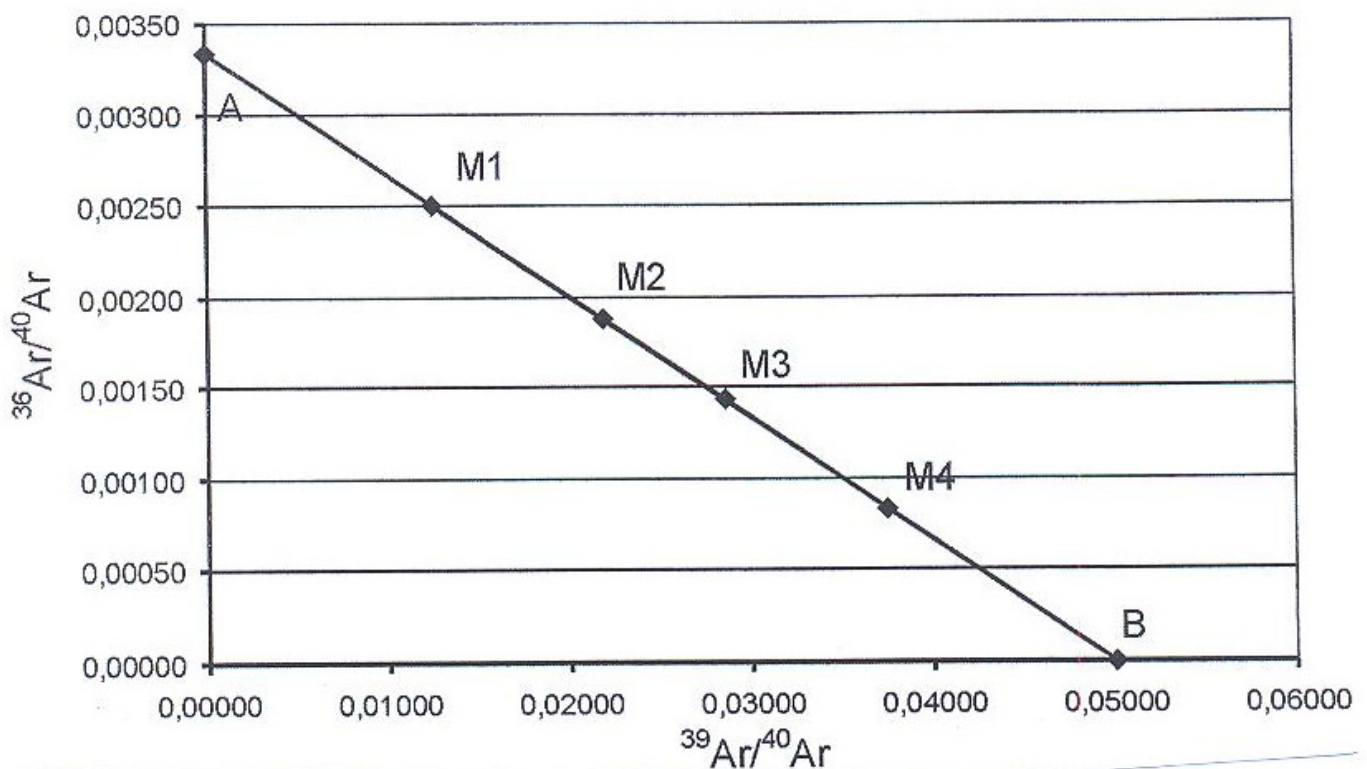
A K/Ar és Ar/Ar korok eltérése egyaránt adódhatott a debreceni és az amsterdami laboratóriumban elkövetett hibából. Az ATOMKI laboratóriumában a Hegyestű mérésére laboratóriumunk működésének első, tapasztalatokban szegényebb évtizedében került sor, az esetleges analitikai hibát sem tekinthettük kizártnak, s fennállt a lehetséges az izokron módszer helytelen használatának is. A hibázás lehetősége az amsterdami laboratóriumban sem volt kizárható. A magam részéről az Amsterdamban használt kísérleti módszer ellenőrzését a következő okokból láttam indokoltnak:

1. Az Ar/Ar mérés előtt a mintát HF-dal kezelték. Ez rendkívül agresszív sav. A szakirodalomból ismert (Lal és társai, 1968), hogy vulkáni üveget HF-dal kezelve a hasadvány nyomok 1 perc alatt előhívhatók. Ezek szerint a HF nagyon megnöveli a vulkáni üveget tartalmazó kőzet felületét, ami viszont a besugárzás alatt keletkező, és a magreakció alatt

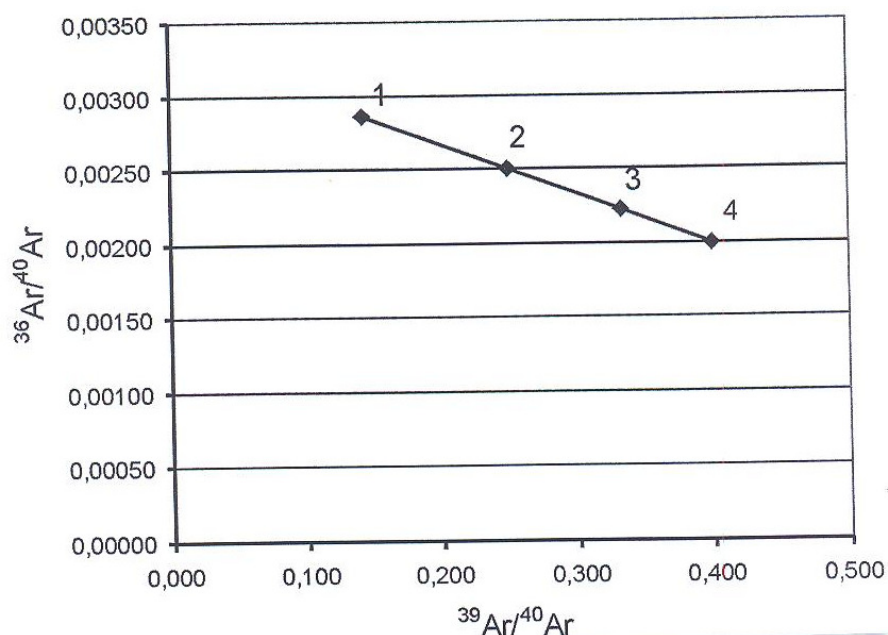
eredeti helyéről kilökődő ^{39}Ar részleges elvesztésére vezethet. Ez pedig a tényleges kornál idősebb Ar/Ar kor kialakulásában nyilvánulna meg. Ezt a lehetőséget Heizler és társai (1999) is felvetik.

2. Az Ar/Ar vizsgálatok a bazanit Ca/K arányára kb. 13,3 értéket valószínűsítettek, Wijbrans és társai (J. Volc. Geotherm. Res., beküldve) ebből a Hegyestű alacsony K -tartalmára következtettek. A hazai szakirodalomból viszont tudható, hogy a Hegyestű bazanitját kb. 3,5 értékű Ca/K arány jellemzi (Vogl, 1979, 1980).

3. Mint azt a Somoskő vizsgálata során kimutattuk (Balogh és társai, 1994a), az izokron korok is adhatnak földtanilag rossz, félrevezető eredményt. A Hegyestű újrvizsgálatával kapcsolatban modellszámítással mutattuk ki (Balogh és társai, 2005), hogy "keveredési vonal" az Ar/Ar módszer alkalmazásakor is létezik, s a K és többlet Ar korrelációja esetén az Ar/Ar izokron kor is túl idős lesz (6.5.1. és 6.5.2. ábrák).



6.5.1. Ábra. Inverz keveredési vonal. A: $\text{Ar}(\text{atm})$, B: $\text{Ar}(\text{ex})$ atmoszférikus Ar nélkül, M1 – M4 ezek keveréke. A formális inverz "izokron kor" $t = 0$ esetén is $T > 0$ kort határoz meg



6.5.2. Ábra. Pontok elhelyezkedése az inverz izokron diagramban ha Ar(ex) arányos a K tartalommal. Ismét a ténylegesnél idősebb kor adódik

Minta	Vizsgált anyag	K %	^{40}Ar (rad) 10^{-7} cc STP/g	^{40}Ar (rad) %	Kor $\pm 1\sigma$ M év
6204A	W.r. ^a	2,102	4,418	36,2	5,40 \pm 0,26
	W. r. ^{a*}	2,102	6,340	69,4	7,74 \pm 0,30
	W. r. ^{b. H}	0,778	2,307	57,8	7,61 \pm 0,31
6204A	D ₁ M ₁ ^a	3,128	5,269	43,0	4,33 \pm 0,20
6204A	D ₁ M ₂ ^a	2,823	5,944	68,2	5,41 \pm 0,21
6204A	D ₂ M ₁ ^a	2,083	4,029	66,6	4,97 \pm 0,20
	D ₂ M ₁ ^{bH}	0,704	2,112	67,6	7,70 \pm 0,30
6204A	D ₂ M ₂ ^a	2,084	3,684	12,9	4,59 \pm 0,50
	D ₂ M ₂ ^{a*}	2,084	6,168	55,8	7,60 \pm 0,31
6204A	D ₂ M ₃ ^a	2,129	3,656	6,1	4,41 \pm 1,00
6204A	D ₃ M ₂ ^a	1,143	1,963	44,8	4,41 \pm 0,20
6204A	D ₃ M ₃ ^{a*}	1,707	5,102	61,5	7,67 \pm 0,31
6204B	W.r. ^a	1,941	3,944	36,6	5,22 \pm 0,25
	W.r. ^{a*}	1,941	6,007	23,3	7,94 \pm 0,52
6204C	<1 μm ^a	2,580	5,926	11,5	5,90 \pm 0,72
	<1 μm ^{a*}	2,580	8,582	9,0	8,53 \pm 1,30
6539	d<2,61g/cm ³	4,800	8,997	48,1	4,82 \pm 0,21
	30-45 μm	4,800	14,576	37,0	7,80 \pm 0,38

a: Debrecen; b: Okayama; *: kályházsás hőmérséklete csak 150 °C; H: HCl kezelés
 $D_1 < 2.969 \text{ g/cm}^3 < D_2 < 3.07 \text{ g/cm}^3 < D_3$; M_i: mágnesez frakciók

6.5.1. Táblázat. A Hegyestű bazanitjának különböző frakcióin az ATOMKI K/Ar laboratóriumában és az Okayamai Tudományegyetemen mért K/Ar korok

Mindezek alapján feltételezhető volt az Amsterdamban mért koradatoknál fiatalabb tényleges kor is.

Az újvizsgálat első lépéseként a 6204. sz. mintából több frakciót készítettünk az időközben kidolgozott eljárásunk szerint (Balogh és társai, 1994a). Meglepetésünkre az 1986-ig mért értékeknél is fiatalabb korokat kaptunk (5,41 - 4,33 M év, 6.5.1. táblázat), s ez a probléma megoldása helyett csak újabb kérdéseket vetett fel.

A minta $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ tartalmának meghatározása a minták elhelyezésével kezdődik az argonkivonó berendezésben. Ezután az argonkivonó berendezést 2 napig nagyvákuumra szivattyúzzuk, miközben kb. 250 °C hőmérsékleten tartjuk (kályházzuk) a felületeken adszorbeált atmoszférikus Ar felszabadítása és elszívása céljából (megjegyzem, hogy a szakirodalom kb. 300 °C hőmérsékletet javasol). Észrevettük, hogy ha a kályházs hőmérsékletét kb. 150 °C-ra csökkentjük, akkor idősebb korokat kapunk. A csak 150 °C-on előmelegített 5 közet és frakció 7,74, 7,94, 7,60, 7,80 és 7,67 M év korokat adott (6.5.1. táblázat), amelyek hibahatáron belül egyeznek az Amsterdamban mért értékekkel. Vizsgálatainkat ezután két irányban folytattuk. (i) a bazanit különleges viselkedését megpróbáltuk valamely ásványához kötni, és (ii) az esetleges analitikai problémák kétségbevonhatatlan kiküszöbölése céljából 2004-ben 2 kormeghatározást az Okayamai Egyetem geokronológiai laboratóriumában is elvégeztünk.

Az okayamai laboratóriumban - őszintén szólva meglepetésemre - vizsgálat előtt a mintát 1:4 hígítású sósavval kezelték. A sósavas kezelés az Ar kronológiában nagyon nem kívánt eljárás, az $^1\text{H}^{35}\text{Cl}$ molekula miatt, amit a tömegspektrométer nem választ el a ^{36}Ar atomtól, így jelenléte nagyon zavarhatja a ^{40}Ar atmoszférikus és radiogén részének elkülönítését (ld. a 2-3 fejezeteket). Az eljárás mentségéül az hozható fel, hogy alapos, ultrahanggal is segített többszörös öblítés után a mintában bizonyára kevesebb lesz a sósavas kezelésből visszamaradt klór a minta eredeti klórtartalmánál. Összegezve: a minta erős savval való előzetes kezelésével szemben azért van ellenérzésem, mert (i) nem látok garanciát arra, hogy a savazás során a kálium és argon ugyanabból a térfogatból oldódik ki, továbbá az sem zárható ki, hogy a minta fel nem oldódott része többlet Ar-t tartalmaz. Ebben az esetben pedig az izokron korok ellenőrzését csak a Somoskö vizsgálatával kapcsolatban (Balogh és társai, 1994a) kidolgozott módszerrel látom ellenőrizhetőnek.

Az Okayamában végzett vizsgálatok derítették ki, hogy a sósavas kezelés után a K-tartalom az eredeti 2,08 - 2,10 %-ról 0,778 - 0,704 %-ra csökkent, a maradékon mért korok viszont egészen jól közelítették Wijbrans Ar/Ar (Wijbrans és társai, 2004, és J. Volc. Geotherm. Res.,

beküldve) koradatait és az ATOMKI laboratóriumában csökkentett hőmérsékletű kályházás után mért korokat. Minthogy az okayamai laboratóriumban is kb. 250 °C hőmérsékleten történik a kigázosítást megelőző kályházás, nyilvánvalóvá vált, hogy a savas kezelés során feloldódott ásványok okozzák az ATOMKI-ban mért túl fiatal korokat, és a savas kezelés során feloldott ásványok magas K-tartalma felelős az oldási maradék alacsony K-tartalmáért. A feloldott ásványok szintén a bazanit benyomulásának idején keletkeztek, mivel az alacsony hőmérsékleten kályházott mintákon mért korok nem különböznek szignifikánsan az oldási maradékon mért koroktól.

A Hegyestű bazanitjának ásványi összetételét a Magyar Állami Földtani Intézetben Kovács Pálffy Péter volt szíves meghatározni: plagioklász (albit), piroxén (augit), illit, olivin (forsterit) és kevés leucit, nefelin és amfibol volt a kőzetben, amiből a savas oldás után a plagioklász, piroxén és illit maradtak meg. A K/Ar kor és a K-tartalom csökkenéséért így a leucit és nefelin lehet a felelős. A bazanit fontosabb elemeinek eloszlását az Okayamai Egyetemen Thanh és társai (2004) végezték el. A 3 µm-esre fókuszált elektronnyaláb illitet nem jelzett.

A szakirodalom szerint (pl. McDougall és Harrison összefoglaló munkája, 1988) a földpátpótlók K/Ar kormeghatározásra alkalmas ásványok, a leucitot Radicati di Brozolo (1981) tanulmányozta legrészletesebben, míg a nefelin inkább esetenkénti többlet Ar tartalmáról nevezetes (Zhironov és társai, 1968; Balogh és társai, 1999). Emiatt az észlelt effektus a bazanit benyomulásával egyidejű, vagy azt a kormeghatározás mérési hibáján belül követő szubmikroszkópikus elváltozásával lenne magyarázható.

A leucit és nefelin megnövekedett Ar leadásának (az Ar diffúziós állandója megnövekedésének) okát még nem sikerült azonosítanunk, megítélésem szerint ez TEM vizsgálatoktól lenne remélhető.

Magának az effektusnak az észlelése azonban a leucit- és nefelintartalmú kőzetek kormeghatározásakor óvatosságra int. Az e két ásványt tartalmazó kőzetek kormeghatározása előtt ellenőrizni kell a kőzet Ar-megtartó képességét. Ez könnyen megtehető a kőzet korának mérésével e két ásvány kioldása előtt és után. A két koradat eltérésekor a bonyolultabb vizsgálatok elkerülhetetlenek, a két kor egyezése azonban nem garantálja automatikusan a közös kor megbízhatóságát.

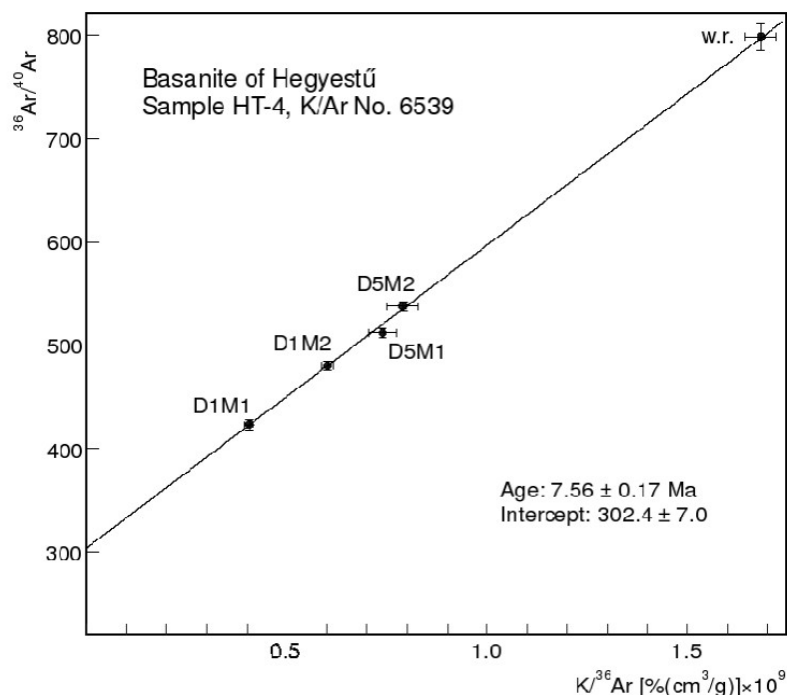
A sósavval kezelt bazanitból is állítottunk elő frakciókat a Somoskö vizsgálatokor kidolgozott módszerünk alkalmazásával, amelyeket az Okayamai Egyetemen vizsgáltunk meg. A frakciók K-tartalma 0,41%-tól 1,99 %-ig változott, a K/Ar kor pedig a $8,17 \pm 0,43$ - $7,55 \pm 0,45$ M év kortartományban szórt (6.5.2. táblázat, 6.5.1. ábra). A meghatározott izokron

kor $7,56 \pm 0,17$ M évnek adódott, $302,4 \pm 7,0$ kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparány mellett. Minthogy a K- és Ar(atm)-tartalmak nem korrelálnak a kevés Ar(atm)-t tartalmazó frakciókban, ez a kor már elfogadható a vulkáni működés koraként. Megnyugtató az egyezés a Wijbrans által mért Ar/Ar korral is (Wijbrans és társai, 2004, és J. Volc. Geotherm. Res., beküldve), ami azt mutatja, hogy a Balogh és társai (2005) által kimutatott hibalehetőségek a Hegyestű bazanitját nem érintették.

Frakció	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$		$^{36}\text{Ar}(\text{atm})$ $10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$	Kor M év $\pm \sigma$
		$10^{-7} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$	%		
teljes kőzet	1,137	3,395	63,0	6,76	$7,68 \pm 0,22$
D ₁ M ₁	1,847	5,873	30,3	45,7	$8,17 \pm 0,43$
D ₁ M ₂	1,990	6,123	38,4	33,2	$7,91 \pm 0,3$
D ₅ M ₁	0,441	1,294	42,3	5,97	$7,55 \pm 0,45$
D ₅ M ₂	0,492	1,513	45,1	6,24	$7,91 \pm 0,47$

D₁: $d < 2,72 \text{ g/cm}^3$; D₅: $d > 2,96 \text{ g/cm}^3$

6.5.2. Táblázat. A Hegyestű HT-4 jelű, 6204 sz., HCl-val kezeltfrakcióin az Okayamai Egyetemen mért korok

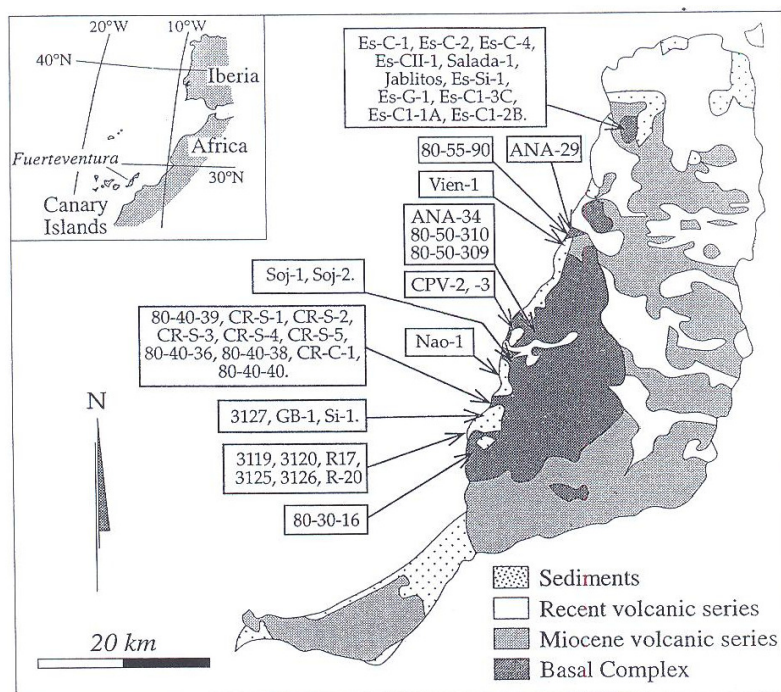


6.5.3. Ábra. A Hegyestű HT-4 jelű, HCl-lel kezelt mintájának frakcióin az Okayamai Egyetemen általam mért adatokra illesztett izokron kor. Adatok a 6.5.2. Táblázatban. Ha tehát az argont könnyen leadó leucit- vagy nefeintartalmú kőzetben kívánunk nagyon megbízható kormeghatározást végezni, a frakciókat a HCl-lel kezelt mintából célszerű előállítani.

7. Fuerteventura (Kanári-szigetek) alapszintjének (Basal Complex) kronológiai kutatása

7.1. Bevezetés.

Fuerteventura Afrika nyugati peremétől kb. 100 km-re helyezkedik el (7.1. ábra). Története óceáni üledékek lerakódásával kezdődött, majd a tengeralatti vulkáni kőzeteket, intrúziókat és telérrajokat produkáló magmás tevékenység során egy óceáni sziget épült fel és emelkedett ki (Stillman és társai, 1975). A sziget történetének ebben a szakaszában képződött komplexumra a szakirodalom "Basal Complex" néven hivatkozik. Ezután a miocéntól lényegében máig tartó vízfölötti vulkáni tevékenység járult hozzá a sziget jelenlegi arculatának kialakításához. A "Basal Complex"-re – elfogadott magyar kifejezés hiányában – dolgozatomban mint "alapszint"-re fogok hivatkozni. Fuerteventura alapszintjének kronológiai megismeréséhez többen hozzájárultak, elsősorban K/Ar módszeres vizsgálatokkal. E vizsgálatok eredményeinek értelmezését megnehezítette a többlet Ar gyakori jelentkezése és az alapszint kialakulását követő miocén magmás működés hőhatásával kapcsolatos radiogén Ar veszteség (Rona és Nalwalk, 1970; Abdel-Monem és társai, 1971; Grunau és társai, 1975; Feraud és társai, 1985; Le Bas és társai, 1986; Cantagrel és társai, 1993; Sagredo és társai, 1996).



7.1. Ábra. Fuerteventura földtani térképe a mintavételek helyével

Mindezen munkák ellenére a magmás tevékenység megindulásának ideje vizsgálataink kezdetén még vitatott volt. Alapvetően két álláspont létezett. Le Bas és társai (1986) szerint Fuerteventura alapszintje hosszú magmás tevékenység eredményeként jött létre, kb. a kréta és a harmadidőszak határán kezdődött. Véleményüket földtani adatokra alapozták, közvetlen radiometrikus bizonyítékkal nem sikerült alátámasztaniuk. Az általuk mért legidősebb kort (48 M év) megfiatalodott, a magmás tevékenység kezdetére nézve minimális kornak tekintették. Az idősebb korok hiányát a magmás tevékenység kezdeténél fiatalabb metamorf hatások és vulkáni tevékenység következményének tulajdonították. Ezzel szemben Cantagrel és társai (1993) az alapszint kialakulását sokkal rövidebb folyamatnak tekintik, ami kb. a 30 - 20 M évvel ezelőtti időintervallumban zajlott le.

Kutatásaink az alapszint történetének pontosabb megismerésére irányultak, s célunkat a többlet Ar és az utólagos Ar veszteség hatásának átgondolt elemzésével kívántuk elérni.

7.2. Fuerteventura földtani felépítése.

Fuerteventurát (hasonlóan a Kanári-szigetek több tagjához) két nagyobb földtani egység építi fel. Az alapszint, és egy fiatalabb, vízfeletti vulkáni sorozat, mely utóbbin belül megkülönböztethető egy idősebb miocén, és további 3 fiatalabb, pliocén - kvarter sorozat (Fúster és társai, 1968; Coello és társai, 1992). A tengeralatti és vízfeletti vulkáni kőzetek mellett Gutiérrez (2000) az átmeneti vulkáni kőzetek csoportját is megkülönböztette. Fuerteventurán az alapszint a sziget nyugati oldalán található meg a felszínen. Üledékes kőzetek, intrúziók és telérhajók építik fel, a magmás kőzetek is főleg a sziget tengeralatti fejlődésének idején képződtek (Fúster és társai, 1968, 1980; Stillman és társai, 1975; Le Bas és társai, 1986; Stillman, 1987). Stillman (1987) szerint az alapszint egy abortált riftesedés terméke.

A mezozoos mélyvízi üledékek (felső-jurától a középső-felső krétáig) többé-kevésbé folyamatos hemipelágikus és turbidites lerakódásra utalnak az Afrika kontinentális peremével szomszédos óceáni aljzaton. A szárazföldi eredetű üledékes anyag bizonyára prekambriumi kristályos kőzetekből és a Déli-Atlasz töréses zónájától délre elhelyezkedő Anti-Atlasz meggyűrt paleozoos kőzeteiből származik (Rothe, 1968; Robertson és Stillman, 1979a; Yébenes, 1980; Robertson és Beroulli, 1982; Renz és társai, 1992). Az üledékes kőzetek karbonátos összetevőinek származási helye valószínűleg a Fuerteventurától 50 km-re keletre szeizmikus vizsgálatokkal kimutatott karbonát platform (Robertson és Bernouilli, 1982).

Az alapszintet legnagyobb részben bazalt breccsából, hialoklasztitokból és párnalávák-ból álló vulkáni kőzetek építik fel, amelyek erős zöldpalafációs (epidot - albit) metamorfózist szenvedtek el (Fúster és társai, 1980; Ibarrola és társai, 1989). A vulkáni formáció folyamatosan fejlődik ki a mezozoos üledékes sorozatból, az összlet egy fekvő redő átbuktatott szárnyának részét képezi. A tenger alatti vulkáni összlet helyenként sekély vízben képződött középső-késő oligocén bio- és vulkanoklasztikus üledékeket tartalmaz. (Fúster és Aguilar, 1965; Robertson és Stillman, 1979a, 1979b). Az alapszint néhány területén a tengeralatti formáció fokozatosan megy át a felszíni miocén vulkáni szerkezetek bázisát képező bazaltos lávafolyásokba (Ancochea és társai, 1996).

A mezozoos és kora-harmadidőszaki rétegsorba nagyszámú, gyakran egymást is átszelő plutoni és hipabisszikus intrúzió nyomult be. Az átmetszések alapján az intrúziók időben 4 csoportba sorolhatók.

A1 kőzetcsop. Mafikus és ultramafikus kőzetek (alkálipiroxenitok, amfibololitok és amfibolgabbrók) behelyeződése és a szienit intrúziók megjelenése volt az első magmás esemény. Ezek a kőzetek a sziget nyugati partján bukkannak a felszínre. Fontosabb ásványai a kerszutit, Ti-diopszid, apatit, magnetit és ilmenit. A szienit intrúziók ásványai az alkáliföldpátok, nefelin, egirin-augit, biotit, titanit, magnetit, apatit és cirkon (Ahijado és Hernández-Pacheco, 1990; Le Bas és társai, 1986; Fúster és társai, 1980;).

A2 kőzetcsop. Az A1 csoport mélységi kőzeteibe karbonátitok, szienit telérek és ijolitok nyomulnak be. Három helyen fordulnak elő: Esquinzo-tól É-ra és D-re, Ajui-Solapa-nál és Punta del Peñon Blanco-nál. Az A2 csoport kőzeteinek behelyeződése jelentős oldaleltolódással (strike-slip fault) kapcsolatos, a folyamat során a nyírási zóna elérte a képlékeny alakváltozás hőmérsékletét. Ez a hatás Caleta de la Cruz és Punta del Peñon Blanco kibúvásainál figyelhető meg legjobban (Fúster és társai, 1980; Le Bas, 1981; Barrera és társai, 1986; Le Bas és társai, 1986; Ahijado és Hernández-Pacheco, 1992; Casillas és társai, 1994; Fernández és társai, 1997).

A karbonátitok sövitek, a kalcit mellett szanidint, flogopitot, egirin-augitot, apatitot, piroklórt magnetitet és cirkont tartalmaznak. A szienit intrúziók szanidint, egirin-augitot, nefelint, biotitot, magnetitet, titanitot és piroklórt tartalmazó nefelinszienitok. A képlékeny deformáció tartományában a karbonátit ásványai a befogadó kőzetek kontaktusain elváltoztak, megjelentek a kontaktpneumatolitos mészsilikát szkarn jellemző ásványai (Fernández és társai, 1997).

Az A3 kőzetcsoporthoz. Az első két kőzetcsoporthoz intrúzióit ÉÉK-DDNy-i irányban megnyúlt gabbró és piroxenit testek metszik, amelyek a befogadó kőzetet termikusan metamorfizálták. Az A3 csoport kőzeteit alkotó plutonok az alapszint központi és nyugati részén találhatók, fontosabb ásványaik az olivin, Ti-diopszid, kerszutit, biotit, magnetit és apatit (Gastesi, 1969; Muñoz és Sagredo, 1975, 1989, 1994; Stillman és társai, 1975).

Az A4 kőzetcsoporthoz. E csoportba a legfiatalabb gabbró és szienit plutonok tartoznak, amelyek a "Vega de Rio de Palmas Ring Összlet"-et képezik. A legfiatalabb intrúzióktól időben el nem választhatóan (elsősorban bazaltos) telérrajok nyomultak be az idősebb kőzetekbe, a mezozoos üledékes sorozatba, a tengeralatti vulkáni kőzetekbe és a plutonok két idősebb (A1, A2) csoportjába. A telérek rendkívül sűrűn helyezkednek el, a befogadó kőzet 70 %-át teszik ki. Punta del Peñon Blanco és Caleta de la Cruz térképezése arra az eredményre vezetett, hogy a telérek 70-80 %-a egykorú (vagy fiatalabb) a nyírási zónákkal, s a telérrajok a kéreg kb. 30 km-es extenzióját okozták.

7.3. Kronológiai kutatások.

A más szerzők által közölt kronológiai közlemények egyik legfontosabb eredménye, hogy Fuerteventura vizsgálatakor nagyon súlyos probléma a radiogén argon elvesztése a fiatalabb vulkáni működés, mindenekelőtt a telérrajok képződése és a telérrajok valamint fiatalabb plutonok hőhatása által előidézett metamorfózis során. Vizsgálataink első, pontosabban nulladik lépéseként azt vizsgáltuk, hogy a telérrajok hatására milyen mértékben fiatalodtak a befogadó kőzetek. Erre a célra jól becsülhető korú üledékes kőzeteket választottunk.

7.3.1. Üledékes kőzetek kormeghatározása

A mintákat nem közvetlenül a telérek kontaktusáról vettük, hanem azoktól kb. a telér vastagságának megfelelő távolságra. A mért koradatok a 7.1. táblázatban láthatók.

A Punta del Viento-nál megmintázott lutit K/Ar kora lényegesen idősebb az utóhatások feltételezett koránál (187,4 M év). Még idősebb kort (437 M év) mértünk a Barranco de Sojamesnél begyűjtött homokkővön. A homokkő afrikai kőzetek lepusztulási terméke, eredeti kora kb. 600 M év, az észlelt argonvesztesség (25 - 30 %) egyedül a földpát pertitesedése által előidézett Ar veszteséssel is magyarázható. Ugyanezen lelőhelyről begyűjtött lutit (SOJ-2) kora (49,1 M év) elég jól egyezik a kőzetet ért tektonikai hatás feltételezett idejével (Le Bas és társai, 1986), így a miocén telérek benyomulása csak kevés radiogén argont mobilizálhatott e kőzetből. Mindezek alapján remélhető volt, hogy a telérekkel szabdaltnak kőzeteken is, megfelelő

mintavételezés után, mérhetünk az eredeti magmás működés idejét jól közelítő K/Ar korokat. Ezen előzetes vizsgálatok után kíséreltük meg az alapszint magmás kőzeteinek kormeghatározását.

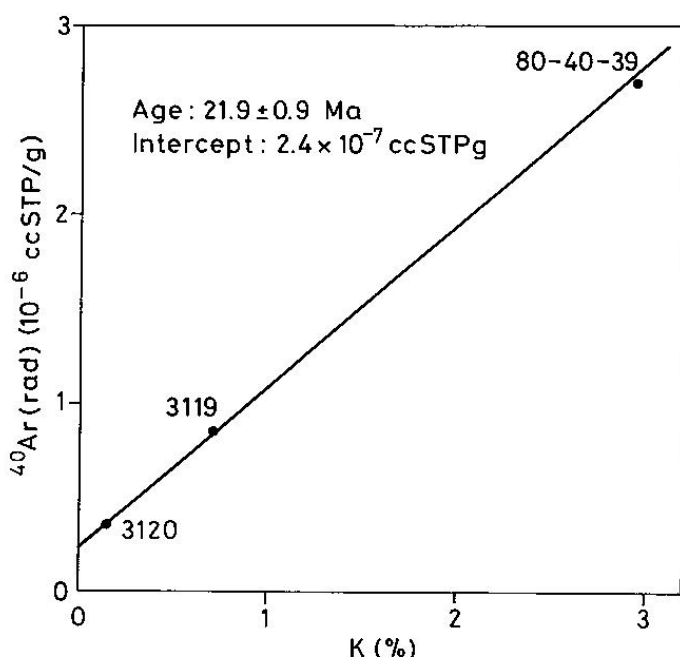
Minta	Kőzettípus	Lelőhely	Vizsgált anyag	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ cm ³ STP/g	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\pm\sigma$ mill. év
Üledékes sorozat							
VIEN-1	Lutit	Punta del Viento	t.k.	1,83	1,405x10 ⁻⁵	79,9	187,4 \pm 7,1
SOJ-1	Homokkő	Barranco de Sojames	t.k.	2,33	4,476x10 ⁻⁵	93,6	437,0 \pm 17,0
SOJ-2	Lutit	Barranco de Sojames	t.k.	4,49	8,685x10 ⁻⁶	69,2	49,1 \pm 1,9
A1 kőzetcsoporthoz: Korai gabbró-piroxenit-szienit intrúziók							
Ultramafikus plutonok							
3119	amfibololit	La Matanza	t.k.	0,7	8,607x10 ⁻⁷	49,3	31,4 \pm 1,4
3120	Piroxenit	La Matanza	t.k.	0,14	3,548x10 ⁻⁷	34,7	64,7 \pm 3,2
80-40-39	amfibololit	Caleta Cruz	t.k.	2,95	2,712x10 ⁻⁶	51,7	23,5 \pm 1,0
Szienit intrúziók							
CR-S-1	Szienit	Caleta Cruz	t.k.	6,58	9,947x10 ⁻⁶	88,4	38,5 \pm 1,5
CR-S-2	Szienit	Caleta Cruz	t.k.	0,81	1,463x10 ⁻⁶	59,5	45,7 \pm 1,9
CR-S-3	Szienit	Caleta Cruz	t.k.	4,86	1,115x10 ⁻⁵	91,5	60,0 \pm 2,3
CR-S-3	Szienit	Caleta Cruz	biotit	2,31	4,611x10 ⁻⁶	17,2	50,6 \pm 4,2
CR-S-4	Szienit	Caleta Cruz	t.k.	3,56	6,176x10 ⁻⁶	82,3	47,6 \pm 1,8
80-40-36	Szienit	Caleta Cruz	t.k.	0,59	1,648x10 ⁻⁶	28,9	70,6 \pm 3,9
80-40-38	Szienit	Caleta Cruz	t.k.	5,89	1,048x10 ⁻⁵	79,3	45,2 \pm 1,7

7.1. Táblázat. Az üledékes sorozat és az A1 kőzetcsoporthoz K/Ar kora

7.3.2. Az A1 kőzetcsoporthoz (gabbró - piroxenit - szienit intrúziók) vizsgálata.

A kormeghatározások eredményei ugyancsak az 7.1. táblázatban láthatók. Az ultrabázisos intrúziók közül 2 amfibololit és 1 piroxenit mintát vizsgáltunk. 2 mintát (3119, 3120) vettünk a legdélebbi parti kibúvásnál Punta del Peñon Blanco-nál, ahol az ultramafikus kőzetek a legkevésbé voltak kitéve a fiatalabb intrúziók hatásának. Egy további amfibololit minta a Caleta de la Cruz lelőhelyről származik (80-40-39), ez található legközelebb az A2 csoport kőzeteit alkotó szienit - karbonátit intrúziókhoz. Az eredmények a 64,7 - 23,5 M év kortartományban szórnak. Határozott negatív korreláció látható a K-tartalom és a kor között. Ilyen esetben mindig meg kell vizsgálnunk, hogy a mért koreloszlást nem többlet argon beépülése okozza-e; a többlet argon ugyanis a K-tartalommal fordított arányban növeli a K/Ar korokat. A 3 kőzet adatai a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ - K diagramban (7.2. ábra) egészen jól illeszkednek egyenesre, s 21,9 \pm 0,9 M év formális izokron kort határoznak meg. Ennek az "izokron kornak" a kialakulása magyarázható úgy is, hogy 21,9 M éve azonos mennyiségű többlet Ar épült be a

3 kőzetbe, s ez a legkisebb K-tartalmú, 3120 sz. piroxenit korát $64,7 \pm 3,2$ M évre emelte. A 21,9 M év véletlenül is kialakulhatott ugyan, de elég jól egyezik a CR-C-1 jelű, Caleta de la Cruz-nál begyűjtött karbonátitból elválasztott biotit korával ($23,8 \pm 1,0$ M év, 7.2. táblázat), ez az alsó-miocén kor realitására irányítja a figyelmet. Mindezek alapján a La Matenzánál begyűjtött 3120 sz. piroxeniten mért $64,7$ M év kort óvatosan kell kezelnünk: nem zárható ki egyértelműen a kor realitása sem, az izokron kor idős kőzetek megfiatalodását is jelezheti. Megjegyzem továbbá, hogy a 21,9 M év izokron kor nemcsak a többlet Ar, hanem K beépülésének az idejét is mutathatja. Ebben az esetben a 3120 sz. minta idős kora közelíti az elsődleges kort, míg az izokron kor az utóhatás idejét mutatja.



7.2. Ábra. Idős ultramafikus kőzetek izokron diagramja

Frakció	Tömeg g	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\pm \sigma$ mill. év
D1	1,50	5,11	$1,380 \times 10^{-5}$	90,5	$68,2 \pm 2,6$
D1R	1,03	6,57	$1,404 \times 10^{-5}$	92,1	$54,2 \pm 2,0$
D1D	0,47	1,91	$1,327 \times 10^{-5}$		170,0
D2	1,50	4,93	$1,156 \times 10^{-5}$	88,7	$59,3 \pm 2,2$
D2R	1,00	5,59	$1,070 \times 10^{-5}$	71,8	$48,6 \pm 1,9$
D2D	0,50	3,61	$1,328 \times 10^{-5}$		92,2

D1: $d < 2,58 \text{ g/cm}^3$; D2: $2,58 \text{ g/cm}^3 < d < 2,63 \text{ g/cm}^3$

D1R, D2R: D1 és D2 oldási maradéka

D1D, D2D: D1 és D2 feloldott részére számított adatok

7.2. táblázat. A CR-S-3 sz. szienit frakcióin mért és számított korok

Le Bas és társai (1986) $22,0 \pm 1,0$ M év kort mértek egy Caleta de la Cruz-nál begyűjtött, flogopitosodott piroxenitből elválasztott flogopiton (Balogh és társai, 1999, 3. tábl., 75/199), ami igen jól egyezik az általunk kapott 21,9 M év izokron korral. Le Bas és társai (1986) eredményüket a flogopit fiatalodásával magyarázták, a fiatalodást a terület legfiatalabb intrúzióinak, az ún. Vega típusú szieniteknek a benyomulása okozta. Szerintük ugyanis a karbonátitok túl idősök, alsó-miocén hőhatás nem kapcsolódhat hozzájuk.

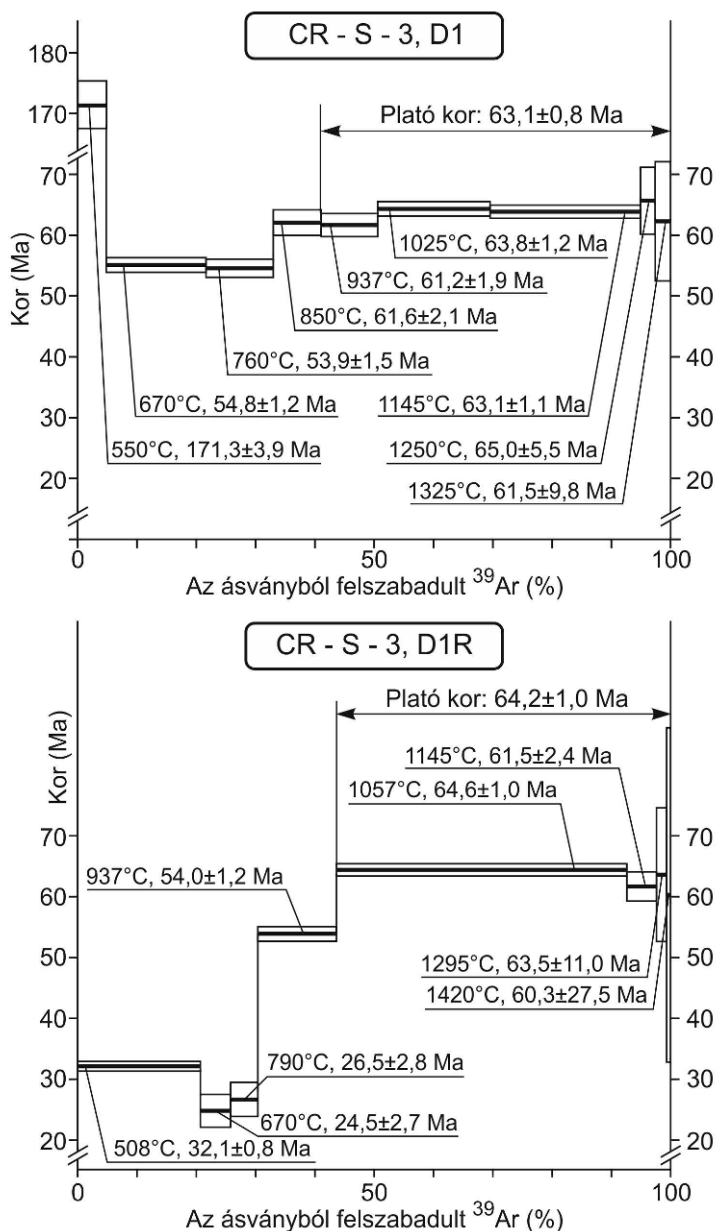
A 80-40-39 sz. amfibololit karbonátit telér mellől vett mintáján mért $23,5 \pm 1,0$ M év igen jól egyezik a Cantagrel és társai (1993) által a karbonátitból elválasztott cirkonon mért (23,5 M év, ill. 23,2 M év) U/Pb korokkal. Így a szienitek és karbonátitok benyomulásához köthető az a hőhatás, ami megfiatalíthatta Caleta de la Cruz legidősebb kőzeteinek korát. Ezen túlmenően a karbonátitok benyomulásának hatására a befogadó kőzet gyakran grosszularittá alakult. Ezek a metamorf reakciók Fernandez és társai (1997) szerint a karbonátitok behelyeződéséhez és deformálódásához köthető szkarn folyamatnak tekinthetők.

Mindezek alapján az ultramafikus plutonok vizsgálatával nem sikerült tisztáznunk az A1 csoportba sorolt kőzetek benyomulásának idejét, a mért koradatok akár egy alsó-miocén (Cantagrel és társai, 1993), akár a kréta/harmadidőszak határára tehető benyomulás (Le Bas és társai, 1986) feltételezésével összhangba hozhatók. Az első esetben az idős kor (3120 sz. minta) többlet Ar beépülésével magyarázható, míg a második esetben az idős korok fiatalodását kell feltételeznünk az alsó-miocén metamorfózis idején. Megjegyzem, hogy mérési adataink az alsó-miocén események között a K beépülését is valószínűsítik.

A magmás működés kezdetének kérdésére a Caleta de la Cruz-nál begyűjtött szienit minták vizsgálata adott választ. A mért adatok (7.1. táblázat) a 70 - 38 M év kortartományban szórnak. Az ultramafikus plutonok koradataihoz hasonlóan a szieniteken mért korok szórása is magyarázható akár többlet Ar beépülésével, akár utólagos hatásra bekövetkezett fiatalodással.

Részletesebb vizsgálatra a CR-S-3 mintát választottam ki, mivel (i) ennél a biotit kor is rendelkezésünkre állt, (ii) a teljes kőzet kora viszonylag idős volt ($60,0 \pm 2,3$ M év), és (iii) magas volt a K-tartalma. Célszerű lett volna e minta további két K-tartalmú ásványának, a nefelinnek és az alkáliföldpátnak a korát külön-külön meghatároznunk. E két ásvány elválasztása azonban igen körülményes, ezért más megközelítést kerestem, kihasználva, hogy a nefelin sósavban oldható. Első lépésként a kőzet nem-mágneses frakciójából elkülönítettem a $D1 < 2,58 \text{ g/cm}^3$, és a $2,58 \text{ g/cm}^3 < D2 < 2,63 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű frakciókat, amelyekben a nefelin/földpát arány különbözött. A D1 és D2 frakciókon mért korok a 7.2. táblázatban láthatók, a D1-en mért kor az idősebb, a D2 kissé fiatalabb a teljes kőzeten mért kornál. Ezután

mindkét frakcióból 1,5 g-ot 3 n HCl-lel kezeltem 8 órán át, a D1-ből 1,03 g, a D2-ből 1,00 g maradt feloldatlan. Mindkét feloldatlan frakción megnövekedett K-tartalmat és fiatalabb kort mértünk. Kiss Andrea XRD vizsgálatai szerint (akinek szíves segítségével itt is köszönetet mondok) a maradék nem tartalmazott nefelint. A két frakción és oldási maradékon mért korok alapján kiszámítható a feloldott ásvány kora (7.2. táblázat). A D1 frakció feloldott részére számított kor (170.0 M év) lényegesen idősebb a földtani viszonyok alapján elképzelhető értéknél: ez a többlet argon jelenlétének egyértelmű bizonyítéka. A többlet argon a nefelinben koncentrálódik, a nefelin K-tartalma kisebb az alkáliföldpátnál.



7.3. Ábra. A CR-S-3 szienit D1 frakciójának és oldási maradékának (D1R) Ar/Ar spektruma

A szakirodalom (pl. Harland és társai, 1990) szerint az amfibolok záródási hőmérséklete magasabb a földpátokénál. Ennek ellenére az ultramafikus kőzeteken mért legfiatalabb kor (23,5 M év) fiatalabb a szieniteken mért legfiatalabb kornál (38,5 M év). Ez a korkülönbség tehát eltérő arányú többlet Ar beépülésével magyarázható, és azt is mutatja, hogy az amfibolokba viszonylag kevesebb többlet Ar épült be mint a földpátokba ill. földpátpótlókba.

A többlet Ar egyértelmű jelenléte miatt a szieniteken végzett vizsgálataink sem adtak választ a magmás működés kezdetének kérdésére. Ezért kutatásainkat a D1 (alkáli földpát + nefelin) és D1R (a D1 oldási maradéka, alkáli földpát) frakciók Ar/Ar kormeghatározásával folytattuk. A korszpektrumok az 7.3.a-b. ábrán láthatók, az Ar/Ar mérések adatai részletesen Balogh és társai (1999) 5. táblázatában találhatók.

A D1 frakcióból a legalacsonyabb (550 C°) hőmérsékleten felszabadult Ar igen idős, $171,3 \pm 3,9$ M év kort mutat, majd a következő két lépésben a teljes frakció K/Ar koránál fiatalabb korokat kapunk (54,8 M év, ill. 53,9 M év). A magasabb hőmérsékleteken felszabadult Ar-hoz hibahatáron belül egyező korok tartoznak, amelyek $63,1 \pm 0,8$ M év plató kort határoznak meg. Mindez azt mutatja, hogy a többlet Ar az ásványok záródási hőmérsékleteihez hasonló hőmérsékleten épült be, ezért nem oszlott el egyenletesen az ásványok teljes térfogatában, és a minta kigázósításakor a legalacsonyabb hőmérsékleten már jórészt el is távozott.

A D1R frakció korszpektrumának első lépéséhez csak $32,1 \pm 0,8$ M év kor tartozik, tehát a sósavas kezelés a többlet Ar döntő részét eltávolította (pontosabban a többlet Ar legnagyobb része a feloldott nefelinben volt). A következő lépés mindössze $24,5 \pm 2,7$ M év kort mutat, ami hibahatáron belül egyezik a az ultramafikus kőzetekre meghatározott $21,9 \pm 0,9$ M év izokron korral. A magasabb hőmérsékleteken felszabadult Ar $64,2 \pm 0,8$ M év plató kort ad, ami igen közel van a D1 frakcióhoz tartozó $63,1 \pm 0,8$ M év plató korhoz.

A D1 és D1R frakciókon, tehát különböző ásványos összetételű mintákon, mért plató korok hasonlósága igen jelentős érv amellet, hogy ezt a közös kort a magmás kőzet benyomulási idejeként értelmezzük. Ezt az értelmezést még további adataink is alátámasztják.

1. Az ultramafikus plutonokon mért legidősebb kor ($64,7 \pm 3,2$ M év) is igen közel van a szieniteken mért plató korokhoz, így az ultramafikus kőzeteken mért korok szórása a két magasabb K-tartalmú kőzet utólagos Ar vesztésével, ill. K beépülésével magyarázható.

2. A D1 és D1R frakciók plató korainak hasonlósága nagyon nehezen lenne magyarázható, ha a plató korok is részben többlet Ar jelenléte miatt alakultak volna ki. A Balogh és társai (1999) munkájában az 5. táblázat adatai mutatják, hogy a plató kor a nefelin és alkáliföldpát

közös kora (a Ca/K arány $\neq 0$), márpedig a többlet Ar döntően a nefelinben van. Az 7.1. táblázat szienit adatai alapján lényegében lehetetlen olyan izotópösszetételű (vagyis többlet Ar-t is tartalmazható) kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arányú Ar-t feltételeznünk, ami összhangba lenne hozható a mért korértékekkel.

3. A CR-S-3 mintából szeparált bontott biotit K/Ar kora $50,6 \pm 4,2$ M év. Zeitler és Fitz Gerald (1986) munkája alapján ez további érv a magmás működés korai kezdete mellett. Az említett szerzők ugyanis káliföldpátot és nagy mennyiségű többlet Ar-t tartalmazó kőzetben többlet Ar mentes biotitot találtak. Ennek alapján a biotit kora a magmás működés kezdetének minimális koraként értelmezhető.

A fiatalító hatás kora már nehezebben állapítható meg a korszpektrumok alapján. Mindkét korszpektrum hasonlít a több szerző által leírt (pl. Zeitler és Fitz Gerald, 1986) és elemzett "nyereg alakú" (saddle shaped) korszpektrumhoz. Ez a spektrum-típus földpátokra jellemző: a legalacsonyabb hőmérséklet igen magas kort jelez, vagyis a többlet Ar az ásványok peremének közelében, könnyen mobilizálható helyen helyezkedik el. A következő hőmérsékleteken jelentkeznek a legfiatalabb korok, majd a kigázosítás hőmérsékletének további emelésével párhuzamosan a korok is egyre idősebbek lesznek. A tapasztalatok azt mutatják, hogy a legfiatalabb korok egészen jól közelíthetők a többlet Ar beépülésének idejét. E jelenség magyarázata még nem teljesen tisztázott. Két esetet célszerű megkülönböztetnünk, aszerint, hogy a többlet Ar beépülése az ásvány lehűlése folyamán, vagy pedig földtanilag lényegesen későbbben történt-e meg? A lehetséges magyarázat szerint - a második esetben - a hidrotermális folyamat hőhatása, amelynek során a többlet Ar beépült, először mobilizálta az Ar-t az ásvány peremi részeiről, majd a többlet Ar szintén a peremi részekre hatolt be. A kigázosítás során először a víz távozik, ami elősegíti a hidrotermális oldatból beépült Ar távozását. Ez magyarázza az első lépéshez tartozó magas kort. A víz azonban hamarabb mobilizálódik mint a többlet Ar, s ami többlet Ar az ásványban maradt, az a víz távozása után már nehezen távozik el. Ez magyarázza a fokozatosan emelkedő korokat a magasabb hőmérsékleteken. A közbülső, legalacsonyabb korok az ásvány azon peremi részeiről eltávozó Ar-hoz tartoznak, amelyeket a hidrotermális folyamat nem érintett.

A D1 és D1R mintákon kapott korszpektrumok abban különböznek a szokásos nyereg alakú korszpektrumoktól, hogy fokozatosan emelkedő kigázosítási hőmérséklethez nem fokozatosan növekvő korok tartoznak, hanem platónak tekinthető, többé-kevésbé azonos korok. Ez arra mutat, hogy a hidrotermális hatás nem érintette az ásvány központi részein erősebben kötött Ar-t. Amennyiben a nyereg alakú spektrumok értelmezésének szokásos formáját elfogadjuk, a

hidrotermális hatás korát legjobban a spektrum legfiatalabb kora, $24,7 \pm 2,5$ M év közelíti. Ez a legfiatalabb kor valóban nincs túl messze az ultramafikus plutonokon mért 21,9 M év izokron kortól. Így méréseink egyúttal azt is mutatják, hogy a nyereg alakú spektrumok valóban értelmezhetők Zeitler és Fitz Gerald elmélete alapján, bár még nem értjük teljesen, hogy miért?

7.3.3. A2 kőzetcsoporthoz tartozó szienit - karbonátit összletek

7.3.3.1. Punta del Peñon Blanco.

Ezen a lelőhelyen a szienit intrúziók korára az R17 mintán teljes kőzeten mért $22,1 \pm 1,3$ M év, a karbonátit intrúziók korára biotitonon mért $22,7 \pm 0,9$ M év és földpáton mért $24,0 \pm 0,9$ M év koradatok állnak rendelkezésünkre (3125 és 3126 sz., 7.3. táblázat). Ugyanezen a lelőhelyen Cantagrel és társai (1993) szienitből és karbonátitból elválasztott biotitonon $21,6 \pm 0,9$ M év ill. $25,0 \pm 0,9$ M év kort mértek (Balogh és társai, 1999, 3. táblázat). A fiatal és hasonló korok azt sugallják, hogy ezen a lelőhelyen kisebb volt a többlet Ar szerepe. Szembetűnő viszont, hogy mindkét laboratórium a karbonátitból elválasztott ásványokon mérte az idősebb korokat, s az ATOMKI-ban a szieniten mért teljes kőzet kor igen jól egyezik a Cantagrel és társai (1993) által a szienitből elválasztott biotitonon mért korral. Még az sem kizárt, hogy az ATOMKI-ban mért valamivel idősebb kor a szienitbe beépült kevés többlet Ar hatását jelzi.

Megkíséreltük a többlet Ar közvetlen kimutatását a karbonátit kalcitjának kormeghatározásával (7.4. táblázat, PPB-C-1). Igen idős, 742 M éves kor adódott, a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány 306,1. Ez a többlet Ar jelenlétének közvetlen bizonyítéka. A magmás működés korára 22 - 23 M évet feltételezve, a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arányra a magmás működés kezdetén 305,8 adódik. Ezzel a kezdő izotóparánnyal számolva a 3125 és 3126 sz. minták kora mindössze 22,1 M évre és 23,7 M évre csökken. Megjegyzem, hogy Fuerteventura vizsgálatának befejezése után kb. 3 évvel pontosabban meg szerettem volna mérni a karbonátitban kötött Ar izotópprofilját. Ez a kísérlet nem sikerült, mert az összetört kalcitban kb. nagyságrenddel megnőtt az Ar(atm) koncentrációja, így izotópprofilja atmoszférikusá vált. Úgy látszik, a hosszú tárolás alatt atmoszférikus Ar épült be a kalcitba, s ebben az esetben a kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány a számított 305,8 értéknél nagyobb is lehetett.

7.3.3.2. Ajui-Solapa összlet

Az A2 csoportba tartozó Ajui-Solapa összletből a két fő előfordulásánál, Caleta de la Cruz-nál és Punta de la Nao-nál vettünk mintát.

Caleta de la Cruz. A mért koradatainkat a 7.3. táblázat tartalmazza. A CR-C-1 karbonátitból elválasztott biotitonon $23,8 \pm 1,0$ M év, a vele kapcsolatos szieniten (CR-S-5) pedig $26,7 \pm 1,0$ M év

kort mértem. A karbonátitban a kalcit K-tartalma igen alacsony (0,017 %), benne 5,7 % "radiogén" Ar-t mutattam ki (7.4. táblázat). A nagyon idős formális kor (1224 M év) azt mutatja, hogy a nem atmoszférikus Ar nem radiogén, hanem többlet Ar. A kalcit és a karbonátit kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arányára 313,4 számítható, ezzel az értékkel korrigálva a biotit korát az csak csekély mértékben csökken ($23,2 \pm 1,0$ M év-re), de ez a korrigált érték igen jól egyezik a Cantagrel és társai (1993) által az Esquinzo völgy karbonátitjából elválasztott zirkonon mért U/Pb korokkal (X52 minta, $23,5 \pm 0,6$ M év és $23,2 \pm 0,2$ M év, Balogh és társai, 1999, 3. táblázata). Ez a lényegében közös kor elfogadható az Ajui-Solapa összlethez tartozó karbonátitok koraként. A CR-S-5 szieniten mért idősebb kor lelkiismeret-furdalás nélkül tulajdonítható a lelőhely szienitjeibe beépült többlet Ar-nak, minthogy itt a többlet Ar jelenlétét a CR-S-3 minta vizsgálatakor meggyőzően kimutattuk. A Sagredo és társai (1996) által közölt, az Ajui-Solapa összlethez sorolt szieniten (Morro Recogederonál mintázva, MR-363 minta, Balogh és társai, 1999, 3. táblázata) mért $25,2 \pm 1$ M év kor szintén tartalmazhat többlet Ar-t. Ez a pluton közettani jellege és települési viszonyai miatt szintén az A2 közetcsoporthoz Caleta de la Cruz csoportjába van sorolva.

Punta de la Nao. A Punta de la Nao-nál felszínre bukkanó karbonátitból elválasztott földpáton $38,0 \pm 1,4$ M évet mértem (7.3. táblázat), s még idősebbnek adódott mágneses ásványainak kora ($56,7 \pm 2,2$ M év). A kalciton igen jelentős látszólagos radiogén Ar bedúsulás észlelhető, aminek alapján a kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány becsült értéke 450. Ez meggyőzően mutatja, a többlet Ar jelenlétét, bár a kalciton mért viszonylag magas K-tartalom alkáliföldpát szennyezést valószínűsít. A többlet Ar rendszertelen eloszlása miatt a Punta de la Nao előforduláson nem sikerült megbízható kort meghatározunk.

Ugyanerről a területről Cantagrel és társai (1993) egy ijolitból elválasztott biotit (X79 minta, Balogh és társai, 1999, 3. táblázata) K/Ar korát közölték; a $19,2 \pm 0,9$ M év kor jól egyezik az ijolitban lévő metabázis xenoliton mért $20,0 \pm 1$ M évvel (Le Bas és társai, 1986, Balogh és társai, 1999, 3. táblázata, F779).

Minta	Kőzettípus	Lelőhely	Vizsgált ásvány	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\pm\sigma$ mill. év
Esquinzo komplexum							
Es-C-1	karbonátit	Las Montañas	földpát	3,73	$1,625 \times 10^{-5}$	77,7	109,0 \pm 4,1
Es-C-2	karbonátit	Las Montañas	földpát	1,20	$1,042 \times 10^{-5}$	48,0	211,0 \pm 9,0
Es-C-4	karbonátit	Las Montañas	földpát	5,22	$5,663 \times 10^{-6}$	48,3	27,7 \pm 1,2
Es-C11-1	szienit	Los Jablitos	földpát	12,22	$1,480 \times 10^{-5}$	82,3	30,9 \pm 1,2
Salada-1	karbonátit	Barranco del Agua Salada	flogopit	7,60	$8,008 \times 10^{-6}$	79,4	26,9 \pm 1,0
Jablitos	karbonátit	Los Jablitos	flogopit	4,05	$4,459 \times 10^{-6}$	9,1	28,1 \pm 4,3
Es-Si-1	szienit	Barranco de Esquinzo	földpát	7,13	$1,015 \times 10^{-5}$	40,4	36,3 \pm 1,7
Ajui-Solapa komplexum							
NAO-1	karbonátit	Punta La Nao	földpát	6,69	$9,974 \times 10^{-6}$	90,0	38,0 \pm 1,4
			mágneses ásványok	1,02	$2,285 \times 10^{-6}$	61,0	56,7 \pm 2,2
CR-S-5	szienit	Caleta Cruz	t.k.	1,20	$1,253 \times 10^{-6}$	57,5	26,7 \pm 1,1
CR-C-1	karbonátit	Caleta Cruz	biotit	7,04	$6,571 \times 10^{-6}$	69,2	23,8 \pm 1,0
Punta del Peñon Blanco komplexum							
R-17	szienit	Punta Peñon Blanco	t.k	1,60	$1,384 \times 10^{-6}$	25,7	22,1 \pm 1,3
3125	karbonátit	Punta Peñon Blanco	biotit	7,03	$6,329 \times 10^{-6}$	58,5	22,7 \pm 0,9
3126	karbonátit	Punta Peñon Blanco	földpát	10,38	$9,728 \times 10^{-6}$	74,7	24,0 \pm 0,9

7.3. Táblázat. A2 kőzetcsoporthoz; szienit-karbonátit komplexumok K/Ar kora

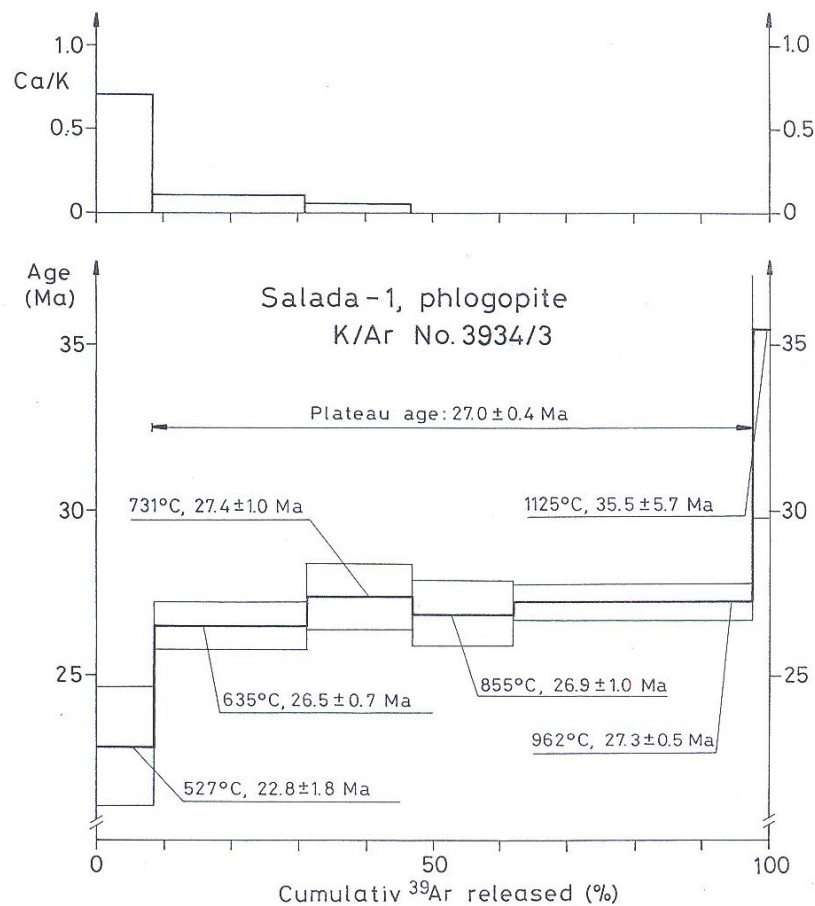
Minta	Lelőhely	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad}) + ^{40}\text{Ar}(\text{ex})$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Formális kor mill. év
Esquinzo komplexum					
Salada-1	Agua salada	0,015	$3,046 \times 10^{-6}$	308,7	2453
Es-C1-3(C)	Las Montañetas	0,033	$1,503 \times 10^{-6}$	307,2	903
Es-C1-1(A)	Las Montañetas	0,038	$1,944 \times 10^{-6}$	318,2	988
Es-C1-2(B)	Las Montañetas	0,035	$1,266 \times 10^{-6}$	330,5	750
Jablitos	Los Jablitos	0,118	$3,073 \times 10^{-6}$	305,5	570
Ajui-Solapa komplexum					
Nao-1	Punta de la Nao	0,237	$6,353 \times 10^{-6}$	456,7	584
Cr-C-1	Caleta Cruz	0,017	$1,157 \times 10^{-6}$	313,4	1224
Punta del Peñon Blanco komplexum					
PPB-C-1	PPBlanco	0,023	$8,346 \times 10^{-7}$	306,1	742

7.4. Táblázat. Az Ar izotóppösszetétele a karbonátitokból elválasztott kalcitban

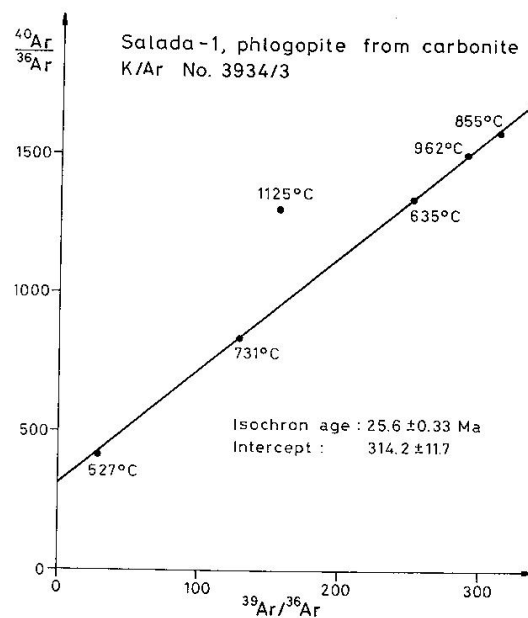
7.3.3.3. Esquinzo összlet.

Ezen a lelőhelyen a karbonátit földpátjai autometaszomatikusan erőteljesen elváltoztak, K/Ar koruk irreálisan idős, mint látni fogjuk a többlet Ar tartalom következtében (7.3. táblázat, ES-C1 ill. ES-C-2 minták, 109 és 211 M év). További két karbonátitból ill. szienitből elválasztott kevésbé elváltozott földpáton lényegesen fiatalabb korokat mértünk (7.3. táblázat, ES-C-4 és ES-CII-1 minták, $27,7 \pm 1,2$ M év ill. $30,9 \pm 1,2$ M év). Az eredmények izokron diagramban nem illeszkednek egyenesre, jelezve, hogy az izotóparányok kiegyenlítődése a közet keletkezése vagy átalakulása során nem történt meg.

Az Esquinzo-völgy karbonátitjaiból 2 flogopitot mértünk, a Salada-1 mintán sikerült megfelelően pontos kort meghatározunk. (7.3. táblázat). A $26,9 \pm 1,0$ M év kor szignifikánsan idősebb a Cantagrel és társai(1993) által meghatározott 23,2 M év U/Pb kornál. Korrigálva eredményünket a karbonátit kalcitján mért $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparánnyal, a biotit kora mindössze 26,6 M évre módosul. Ez mutatja, hogy az Ar-izotóppösszetétel homogenizálódásának feltételezése a karbonátitban nem magyarázza meg a flogopit idősebb korát. A kérdés tisztázása céljából első közleményünk (Balogh és társai, 1999) megjelenése után a Salada-1 jelű flogopiton Ar/Ar kort is meghatároztam, ami $27,0 \pm 0,4$ M év plató kort (7.6. ábra), és $25,6 \pm 0,33$ M év Ar/Ar izokron kort adott (7.7. ábra), megerősítve, hogy Ar módszerrel mért koradataink valóban idősebbeknek adódnak az U/Pb koroknál.

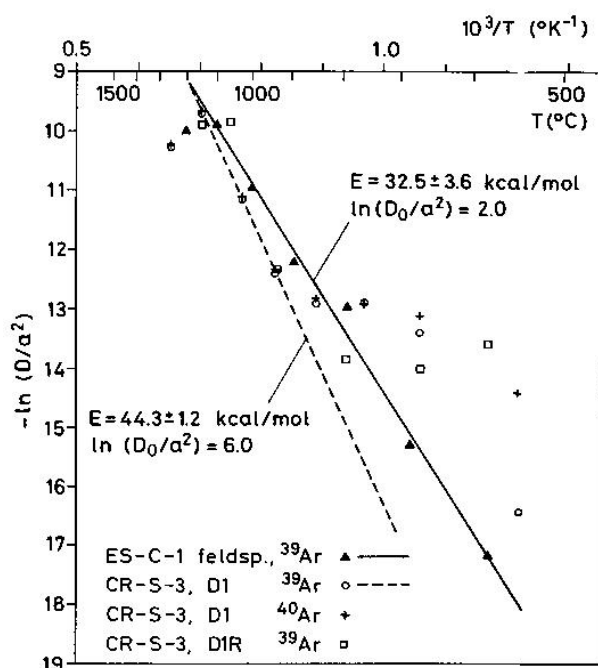


7.6. Ábra. A Salada-1 flogopit Ar/Ar korspektruma



7.7. Ábra. A Salada-1 flogopit izokron kora $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izokron diagramban

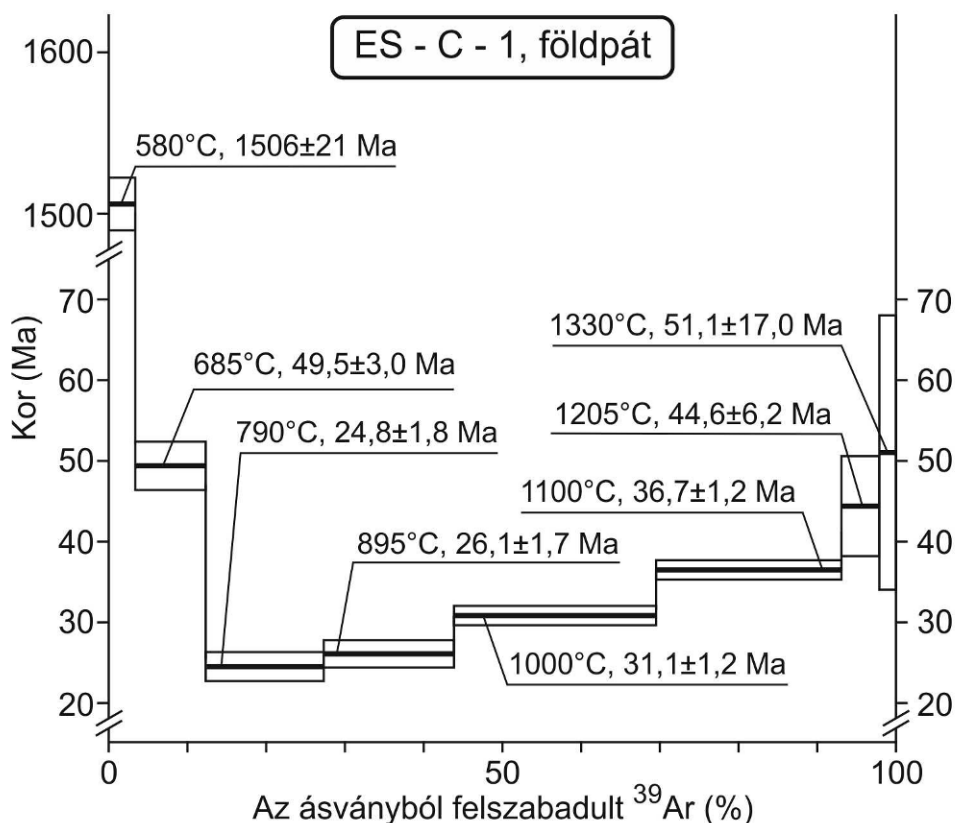
Az ES-C-1 karbonátit földpátján Ar/Ar kormeghatározás is történt. A korszpektrum (7.5. ábra) jellegzetesen nyereg alakú, hasonló a Zeitler és Fitz Gerald (1986) által tárgyalt többlet Ar-t tartalmazó földpát korszpektrumához. Eltérően a CR-S-3 szienit földpátján felvett korszpektrumtól, a korértékek a hőmérséklettel fokozatosan nőnek, plató nem figyelhető meg. Zeitler és Fitz Gerald szerint (1986) alacsony hőmérsékletű hidrotermális folyamat során a többlet Ar az anion vakanciák helyére épül be, s az ide beépült többlet Ar nagyon könnyen eltávozik. Ezt követően az ásvány korát egészen jól közelítő fiatal korok következnek, majd az idősebbé váló korok az argonkivonó berendezésben uralkodó száraz körülmények következtében állnak elő. Érezhető, hogy ez az elmélet nem elég meggyőzően magyarázza a közepes hőmérsékleteken észlelt, a tényleges kort jól közelítő korértékeket. Mindenesetre, sok kísérleti munka (többek között Balogh és társai, 1999) is mutatja, hogy ez valóban így lehet, de hiba lenne a jelenséget kellőképpen megértettnek tekinteni.



7.5. Ábra. Szienit és karbonátit földpátjai az Arrhenius-diagramban

Az Ar/Ar mérésakor felvett adatok ábrázolhatók az Arrhenius-diagramban, amiből az Ar aktivációs energiája és záródási hőmérséklete meghatározható. Sajnos, a vákuumban végzett kigázósítási kísérlet víztartalmú ásványokra nem szolgáltat megbízható eredményt, valószínűleg a víz eltávozása hatással van az Ar mozgékonyására. Az Arrhenius-diagram (7.5. ábra) mégis hasznos információkkal szolgálhat. A CR-S-3 szienit D1 és D1R frakcióinak diffúziós paramétere 1100 - 1200 °C körül csökkeni kezd, ez a pertitesedett ásványokon jól ismert jelenség a szételegyedett ásványok visszaoldódásával magyarázható (Harrison és

McDougall, 1981). A D1 frakcióból távozó ^{39}Ar a 937-1145 °C tartományban határoz meg egyenest, amihez $44,3 \pm 1,2$ kcal/mol aktivációs energia valamint 266 °C és 293 °C záródási hőmérséklet tartozik 10°C/ M év ill. 100°C/M év hűlési sebességet feltételezve. Az ES-C-1 földpátból távozó ^{39}Ar az alacsonyabb, 580-1100 °C tartományban határoz meg egyenest, amihez megdöbbentően alacsony, nyilvánvalóan irreális 193 °C ill 166 °C záródási hőmérséklet tartozik. Emiatt szokás a vákuumban végzett kigázosítással felvett Arrhenius-diagramokat "meaningless"-nek nyilvánítani. Ez nem túl szerencsés megjelölés a nem ismert jelenségek "magyarázatára". Az Arrhenius-diagramokkal kapcsolatos néhány problémát a Soproni-hegység metamorfizmainak vizsgálatával kapcsolatban tárgyaltam. Mindenesetre, a CR-S-3 minta földpátján a magasabb hőmérsékletekhez rendelhető magasabb záródási hőmérséklet és az ott megőrződött plató kor valószínűleg nem független jelenségek. Megítélésem szerint a CR-S-3 mintán az aktivációs energiát a már vízmentes ásványra határoztuk meg, az ES-C-1 mintán pedig nem. A víz és Ar kigázosodása között lehetséges összefüggés még megfelelően ki nem vizsgált kérdés, amint ezt szintén a Soproni-hegység vizsgálatával kapcsolatban próbáltam érzékeltetni.



7.4. Ábra. Az Esquinzo lelőhely karbonátitjából elválasztott K-földpát Ar/Ar korszpektruma

Az ES-C-1 földpát korszpektrumának talán legérdekesebb tulajdonsága a legalacsonyabb hőmérséklethez tartozó rendkívül idős (1506 ± 21 M év) kor. A mérési adatokat részletesen tartalmazó táblázatból (Balogh és társai, 1999, 5. táblázata) látható, hogy a radiogén és atmoszférikus Ar legnagyobb része már a legalacsonyabb kigázosítási hőmérsékleten eltávozik, a radiogén Ar bedúsulása viszont itt a legkevesebb, mindössze 50,6 %, ami $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 598$ kezdeti izotóparányoknak felel meg. Ezzel az értékkel korrigálva a harmadik lépésben, 790°C -nál mért 24,8 M év kort, irreálisan alacsony, 13,5 M év adódna. Ez mutatja, hogy az ezen a hőmérsékleten felszabaduló Ar csak nagyon kevés többlet Ar-t tartalmazhatott, kevesebbet, mint a magasabb hőmérsékleten leadott Ar, és a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ aránya is kisebb volt mint az első lépésben leadott argoné. A nyereg alakú korszpektrumok kialakulásával kapcsolatos megoldatlan kérdés, hová épül be, és hogyan szabadul fel a többlet Ar a legalacsonyabb és legmagasabb hőmérsékleteken, miközben a közbülső hőmérsékleteken nem észlelhető?

A 7.4. táblázatban a karbonátitok kalcitján mért $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparányok láthatók. Az izotóparányok 305,5-től 330,5-ig szórnak, a Nao-1 mintán mért magasabb érték a kalcitot szennyező ásványoknak tulajdonítható. A formális, nagyon idős korok a többlet Ar jelenlétének egyértelmű bizonyítékai.

Összegezve, az Esquinzo-völgy karbonátitjainak korára a Cantagrel és társai (1993) által közölt U/Pb kor fogadható el ($23,2 \pm 0,2$ M év), az idősebb K/Ar és Ar/Ar korok többlet Ar miatt alakultak ki. Calata de la Cruz-nál a karbonátit korát a CR-C-1 mintából elválasztott biotit kezdeti $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arányra korrigált kora (7.3. táblázat, $23,2 \pm 1,0$ M év) közelíti legjobban. Punta del Peñon del Blanco-nál a 3125 minta biotitjának korrigált értéke ($22,1 \pm 0,9$ M év) tekinthető a karbonátit benyomulása idejének. A szieniteken és szienit-karbonátit összleteken a legfiatalabb kornak az F86 minta biotitján mért $21,6 \pm 0,9$ M év tekinthető (Cantagrel és társai, 1993). A nyírási tektonikához kötött karbonátit-szienit intrúziók korára a 23,2 - 21,6 M év intervallum adható meg.

7.3.4. A fő telérraj.

A nyírási zónákat metsző bázisos telérek korát Punta del Peñon Blanco-nál és Caleta de la Cruz-nál mértük (7.5. táblázat, R20 minta: $22,2 \pm 1,1$ M év, 80-40-40 minta: $22,7 \pm 1,2$ M év). A hibahatárokat is tekintve ezek a korok nem mondanak ellent a nyírási tektonika és a karbonátit-szienit benyomulás idejére kapott koradatoknak. Feraud és társai (1985) szerint a K/Ar és Ar/Ar korok együttes értékeléséből a telérek többsége a 24 - 17 M év intervallumban nyomult be. Emellett a fiatal plutonok (A3 és A4 közecsoport) metamorfizálták a közelükben lévő

teléreket. Feraud és társai (1985) nagyon zavart Ar/Ar korszpektrumokat kaptak a többlet Ar-t tartalmazó teléreken.

7.3.5. Az A3 közetcsoprt

A közetcsoprt egyik legdélibb megjelenési helyéről, a Punta de Diego Diaz lelőhelyről piroxeniten végeztünk kormeghatározást (3127. sz. minta, 1. ábra, 7.5. táblázat). A $36,0 \pm 4,0$ M év kor nem egyeztethető össze a földtani viszonyokkal, minthogy a datált közet metszi a kb. 22 - 23 M éves fő telérrajokat és a nyírt szerkezeteket. A piroxenit alacsony K-tartalma miatt az idős kort viszonylag kis mennyiségű többlet Ar is előidézhette. Szintén anomális kort mértünk az Esquinzo terület északi részén található gabbrón. Az Es-G-1 gabbrón, plagioklászon ill. piroxénen $54,8 \pm 2,5$ M év ill. $38,4 \pm 2,6$ M év korokat mértem. Megfigyelhető, hogy a lényegesen több K-ot tartalmazó plagioklász kora az idősebb. Ez arra utal, hogy a többlet Ar nem a közet kristályosodásakor épült be, hanem egy későbbi, bizonyára hidrotermális folyamat során, preferenciálisan a plagioklászba. Hozzávetőleges számítás szerint a plagioklászba kb. húszszor nagyobb koncentrációban épült be a többlet Ar mint a piroxénbe.

Punta de Diego Diaz lelőhelyen a piroxenitbe benyomuló gabbró (Gb-1) teljes közeten mért kora $21,1 \pm 0,8$ M év (7.5. táblázat). Egy másik gabbró intruziót a Las Hendiduras lelőhelynél mértünk, ahol a kibúvás majdnem 100 %-át a benyomult telérrajok alkotják. Az alacsonyabb K-tartalmú közeten a többlet Ar nagyobb kornövekedést idéz elő (80-30-16 minta, $26,2 \pm 2,0$ M év, 7.5. táblázat), ezért ezen a lelőhelyen a nagyobb K-tartalmú Gb-1 gabbrón mért kor ($21,1 \pm 0,8$ M év) fogadható el a gabbró benyomulás maximális koraként.

Sagredo és társai (1996) közvetve határozták meg az A3 csoportba tartozó plutonok korát, mérve egy idősebb plutonon (Morro del Recogedero szienit) egy A3 csoportba sorolt intrúzió által előidézett kontakt metamorfózis korát. A mért $21,6 \pm 0,9$ M év közel van a Punta de Diego Diaz-nál mért gabbró korához. Megjegyzem, a kontakt metamorfózis hőmérséklete bizonyára elegendő volt a többlet Ar homogenizálásához is. Ha benyomuló magmás közet korát a kontakt metamorf ásványok mérésével kívánjuk meghatározni, akkor célszerű a kontaktizált közetet több helyen, a kontaktustól különböző távolságokra megmintázni.

Minta	Kőzettípus	Lelőhely	Vizsgált anyag	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ cm^3 STP/g	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	Kor $\pm\sigma$ mill. év
Telérrajok							
80-40-40	bazalt	Calata Cruz	t.k.	1,38	$1,221 \times 10^{-6}$	32,4	22,7 \pm 1,2
R20	bazalt	Punta Peñon Blanco	t.k.	1,69	$1,469 \times 10^{-6}$	37,6	22,2 \pm 1,1
Fiatalabb plutonok							
A3 kőzetcsoport							
3127	piroxenit	Punta Diego Diaz	t.k.	0,184	$2,598 \times 10^{-7}$	12,5	36,0 \pm 4,0
Gb-1	gabbró	Punta Diego Diaz	t.k.	2,759	$2,276 \times 10^{-6}$	59,2	21,1 \pm 0,8
80-30-16	gabbró	Las Hendiduras	t.k.	0,404	$4,141 \times 10^{-7}$	19,4	26,2 \pm 2,0
Es-G-1	gabbro	Esquinzo	plagioklász	1,270	$2,745 \times 10^{-6}$	41,6	54,8 \pm 2,5
			piroxén	0,144	$2,170 \times 10^{-7}$	28,8	38,4 \pm 2,6
A4 kőzetcsoprt							
Si-1	szienit	Punta Diego Diaz	t.k.	5,04	$4,068 \times 10^{-6}$	44,8	20,7 \pm 0,9

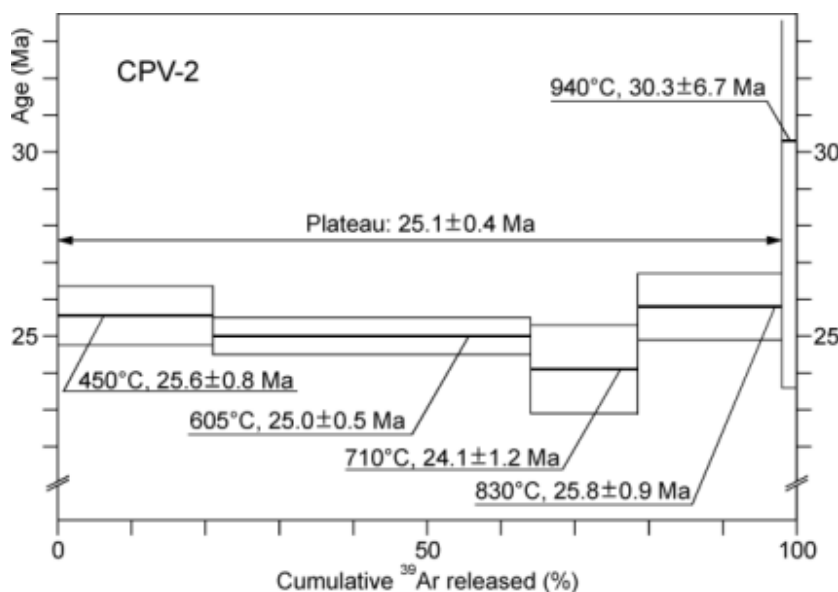
7.5. Táblázat. A telérrajok és a fiatal plutonok intrúziójának K/Ar kora

7.3.6. Az A4 kőzetcsoport

Punta de Diego Diaz közelében (7.1. ábra) néhány szienit telér nyomult be a gabbróba, a Si-1 jelű mintán 20,7 \pm 0,9 M év kort mértünk (7.5. táblázat). Ezek a telérek az alapszint legfiatalabb plutonjaival, a Vega de Rio Palmas mellett található hengeres szienit telérekkel korrelálhatók, amelyek K/Ar kora Cantagrel és társai (1993), Le Bas és társai (1986) és Abdel-Monem és társai (1971) mérései szerint a 20,8 \pm 0,52 - 18,4 \pm 0,32 M év kortartományban szór (Balogh és társai, 1999, 3. táblázata). Minthogy a szienitekben a többlet Ar jelenléte nem zárható ki, megbízhatóbbnak a biotiton (18,4 \pm 0,3 M év) és egy amfibolon mért korokat (18,7 \pm 0,8 M év) tekintjük.

7.3.7. További kormeghatározások a legidősebb tengeralatti és átmeneti vulkáni komplexumokon.

A későbbiekben további 5 K/Ar és 1 Ar/Ar kormeghatározást végeztem a tengeralatti vulkáni működés valószínűleg legidősebb termékein, valamint 2 K/Ar kormeghatározást az átmeneti vulkáni kőzeteket reprezentáló mintákon (Gutiérrez és társai, 2006). A 7.6. táblázatban közölt koradatok összhangban vannak mind a rétegtani helyzettel (Gutiérrez, 2000), mind pedig Balogh és társai (1999) kronológiai következtetéseivel, s a tengeralatti vulkáni működés kezdetét a miocén/oligocén határ közelében valószínűsítik. A CPV-2 sz. biotiton $25,1 \pm 0,4$ M év plató kort mértünk (7.8. ábra), ez a kor egészen közel van a Salada-1 karbonátitból elválasztott flogopit Ar/Ar izokron korához (7.7. ábra: $25,6 \pm 0,33$ M év). A $25,3 \pm 1,0$ M év K/Ar korú ANA-29 jelű mintán Demény és társai (2004) $22,5 \pm 0,2$ M év Rb/Sr izokron kort közöltek, a két amfibol minta közül pedig a magasabb K-tartalmú 80-50-309 jelű minta kora szignifikánsan fiatalabb. E két megfigyelés a miocén elején működő hidrotermális folyamatokat valószínűsít, amelyek a Rb/Sr kort a K/Ar kornál jobban fiatalították, s esetleg az amfiboloknak a K-tartalom megnövekedésével járó elváltozását és fiatalodását is előidézhették. Amennyiben az amfibolon és flogopiton mért legfiatalabb korok ($23,2 \pm 0,9$ M év és $23,4 \pm 0,9$ M év), valamint az ANA-29 jelű átmeneti vulkáni kőzetre meghatározott $22,5 \pm 0,2$ M év Rb/Sr izokron kor a vulkáni működés tengeralatti és átmeneti fázisait követő hidrotermális működés alatt alakultak ki, akkor ezek a korok e két előbbi vulkáni fázis minimális koraként értelmezhetők. Magyarázat lehet ez az Esquinzo-völgyben mért U/Pb és Ar korok viszonyára is (Cantagrel és társai, 1993; Balogh és társai, 1999).



7.8. Ábra. A CPV-2 biotit Ar/Ar korszpektruma

Minta	Formáció	Lelőhely	Vizsgált ásvány	K %	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ %	K/Ar $\pm\sigma$ mill. év
CPV-2	Barranco del Tarahalito	Caleta de la Peña Vieja	Biotit	7,20	$7,447 \times 10^{-6}$	70,0	26,4 \pm 1,1
CPV-3	Barranco del Tarahalito	Caleta de la Peña Vieja	Biotit	5,92	$6,884 \times 10^{-6}$	75,6	29,7 \pm 1,2
ANA-34	La Gatera	Barranco de Los Negros	Amfibol	0,804	$9,847 \times 10^{-7}$	22,0	31,2 \pm 2,2
80-50-310	La Gatera	Barranco de Los Negros	Flogopit	5,01	$5,578 \times 10^{-6}$	61,0	28,4 \pm 1,1
80-50-309	El Valle	Barranco de Los Negros	Amfibol	2,30	$2,086 \times 10^{-6}$	62,7	23,2 \pm 0,9
ANA-29	Piedra de Fuera	Piedra de Fuera	Flogopit	5,79	$5,766 \times 10^{-6}$	65,7	25,3 \pm 1,0
80-55-90	Piedra de Fuera	Bajas de la Bonancilla	Flogopit	6,53	$5,966 \times 10^{-6}$	74,0	23,4 \pm 0,9

7.6. Táblázat. A legidősebb tengeralatti vulkánok és az átmeneti vulkánok kora

7.4. A többlet argonra vonatkozó eredmények összegzése.

A Fuerteventura alapszintjén mért K/Ar és Ar/Ar kormeghatározások jelentős része többlet Ar jelenlétét mutatja. A többlet argont a következő megfigyelések jelzik:

1. A kőzet- és ásványminták jelentős részénél a K-tartalom és a kor között negatív a korreláció.
2. A CR-S-3 és Es-C-1 minták Ar/Ar korszpektrumában az első, legalacsonyabb hőmérséklethez tartozó lépésben túl idős a kor.
3. A karbonátitokból elválasztott kalcitban a többlet argont közvetlenül is sikerült kimutatnunk.

A többlet Ar elvileg származhat a köpenyből, vagy idősebb kérgi kőzetekből. Hoernle és Tilton (1991) Fuerteventura kőzetein mért Sr-Nd-Pb izotóparányai nem utalnak kérgi szennyezésre, eszerint a többlet Ar köpenyi származása a valószínűbb. Ugyancsak köpenyi eredetre utalnak a Graham és társai (1996) által negyedidőszaki lávák folyadékzárványain mért He izotóparányok.

A Cr-S-3 (D1 frakció) és Es-C-1 minták Ar/Ar spektrumainak csak az első lépésében észlelhető igen sok többlet Ar, eszerint a többlet Ar az ásványok határához igen közel helyezkedik el, vagy alacsony aktivációs energiájú helyekre épült be. Ez akkor lehetséges, ha a többlet Ar beépülése az ásvány Ar-ra vonatkozó záródási hőmérsékleténél alacsonyabb hőmérsékleten történt (Zeitler és Fitz Gerald, 1986). A Cr-S-3 minta esetén a meggyőző plató korok szintén a szemcsehatárok közelébe beépült (vagyis az ásvány belső részéig el nem jutott) többlet argonra utalnak. Ez kevésbé érvényes az Es-C-1 minta földpátjára. Erre valószínűleg Harrison és McDougall (1981) és Zeitler és Fitz Gerald (1986) elgondolása érvényes, miszerint a többlet Ar anionvakanciákban található, bár ezzel kapcsolatban itt is hivatkozni szeretnék Boundy és társainak (1997) a Soproni-hegység tárgyalásakor idézet munkájára, ami jól mutatja a többlet Ar beépülésére vonatkozó ismereteink hiányosságait. A többlet Ar-ra jellemző $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparány az első lépésben felszabadult Ar izotóparányából becsülhető, ez az arány 598 az ES-C-1 és 781 a Cr-S-3 mintára.

A hidrotermális folyamatban beépült többlet Ar mellett bizonyos mennyiségű többlet Ar a magma kristályosodásának korai fázisában is beépülhetett. Erre utal az alacsony K-tartalmú mintákon (A3 kőzetcsoport, Balogh és társai, 1999), és a Salada-1 karbonátitból elválasztott flogopit mintán mért kor is ($26,9 \pm 1,0$ M év), ami idősebb a karbonátit intrúziók koránál, és a még nem közölt $27,0 \pm 0,4$ M év plató korra (7.6. ábra), és egészen jól definiált $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -

$^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izokron korra (7.7. ábra: $25,6 \pm 0,33$ M év) való tekintettel nagyon megbízható. Sajnos, a bazaltokra kidolgozott kritérium-rendszerünk nem alkalmazható megnyugtató módon az Ar/Ar mérésekre, mert a ^{39}Ar és a ^{36}Ar nem feltétlenül ugyanabból a térfogatból szabadul fel. A magmás kristályosodás során esetleg szintén beépült többlet Ar-ra jellemző $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arány lényegesen alacsonyabb volt a hidrotermális folyamathoz kötött többlet argonénál, ellenkező esetben több magmás ásványon mért kor és az Es-C-1 minta Ar/Ar korszpektrumában a 3 - 4 lépéshez tartozó korok a kezdeti Ar izotóparányra való korrigálás után irreálisan alacsony kort adnának.

7.5. A kronológiai eredmények összefoglalása.

A kormeghatározások nulladik lépéseként telérekkel átjárt üledékes kőzetek, lutitok és homokkő, korát vizsgáltuk a telérek közelében. A telérek koránál minden esetben lényegesen idősebb kort mértünk. Ez azt valószínűsítette, hogy a telérekkel szabdaltszigetesen a magmás kőzetek K/Ar kora nem nullázódott teljesen, így van remény a magmás tevékenység korát jól közelítő K/Ar korok meghatározására.

Az intrúziók legidősebb csoportján (A4) $64,7 - 23,5$ M év korokat mértem, amelyek együtt $21,9 \pm 0,9$ M év izokron kort határoznak meg. Bár földtani evidenciák alapján a kőzet idősebb kell legyen, a K/Ar korok nem bizonyítják az idősebb korok realitását, mivel az idős K/Ar korok az izokron kor által jelzett időben beépülő többlet Ar jelenlétével is magyarázhatók.

Caleta de la Cruz szienit intrúzióinak a kréta-harmadidőszak határa közelében történt benyomulását sikerült nyomós érvekkel alátámasztanom. A K/Ar és Ar/Ar mérések szerint az Ar/Ar korszpektrumok két hatás eredőjeként alakultak ki: a korai miocén magmás működés idején az ásványok elveszítették radiogén Ar tartalmuk egy részét, majd a valamivel alacsonyabb hőmérsékletű hidrotermális oldatokból többlet Ar-t zártak magukba. A savval kezelt és kezeletlen földpáton és nefelinen mért plató korok ($63,1 \pm 0,8$ M év és $64,2 \pm 1,0$ M év) a szienit benyomulásának idejét mutatják.

Az Esquinzo összlet karbonátitjából elválasztott autometaszomatikusan elváltozott földpátok formális K/Ar kora 109 ill. 211 M év, ami igen nagy mennyiségű többlet Ar beépülésével magyarázható. A nyereg alakú ("saddle shaped") korszpektrum első lépéséhez megdöbbszentően idős kor tartozik (1506 ± 23 M év), a "nyereg" fiatal kora ($24,8 \pm 2,7$ M év) viszont nagyon közel van a Cantagrel és társai (1993) által mért U/Pb korhoz ($23,5 - 23,2$ M év), így megerősíti a karbonátitot korai-miocénnek tartó véleményeket.

A karbonátitból elválasztott biotit K/Ar kora Caleta de la Cruz-nál $23,8 \pm 1,0$ M év, Punta del Peñon Blanco-nál $22,7 \pm 0,9$ M év, amelyek a karbonátit $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ izotóparányával korrigálva 23,2, illetve 22,1 M évre módosulnak. A többlet Ar jelenlétét a karbonátitok Ar tartalmának izotópanalízisével is sikerült alátámasztanom.

Vizsgálataim nyomós érvekkel és jól ellenőrzött radiometrikus koradatokkal támogatták Le Bas véleményét, amely szerint Fuerteventura magmás működése a kréta végén kezdődött.

8. Ércesedés korának meghatározása

8.1 Bevezetés

Ércesedés korának K/Ar módszeres meghatározására a következő két feltétel egyikének teljesülése esetén nyílik lehetőség: (i) az ércesedés során új, K-tartalmú ásvány keletkezik amelynek záródási hőmérséklete magasabb az ércesedés hőmérsékleténél, vagy pedig (ii) az ércesedés során, a magas hőmérséklet vagy fluidumok hatására egyes ásványok Ar-tartalma kicserélődik a környezetével, majd a hőmérséklet ezt követő gyors csökkenése vagy a fluidális hatás megszűnése miatt az ásványok K-ra és Ar-ra nézve zárt rendszerré válnak.

Alapvetően két eset különböztethető meg:

1. Az ércesedés során keletkező, de nem érces ásványt mérjük. (Pl. kandidátusi értekezésemben (Balogh, 1984) alunit kormeghatározásának tapasztalatairól számoltam be). Gyakran használható erre a célra az illit vagy hidromuszkovit, pl. a Börzsöny ércesedésének idejére Pécskay és Nagy (1993) hidromuszkovit mérésével $14,6 \pm 0,5$ M év kort határoztak meg. Dolgozatomban ezzel a módszerrel állapítottam meg a Kelaszuri-masszívum ércesedésének korát (Balogh és társai, 1991). E módszer a esetének tekinthető, amikor az ércesedés hőmérsékletén a teljes közet K/Ar kora nullázódik, ekkor a teljes közetminta is alkalmas a kormeghatározásra. Erre az esetre is példa lehet a Börzsöny ércesedése, ahol a hidromuszkoviton mért korról ($14,6 \pm 0,5$ M. év) jól egyező értéket adott az elváltozott teljes közetmintákon meghatározott izokron kor ($14,4 \pm 0,25$ M év, Korpás és Lang, 1993).

2. Az érces ásvány maga is tartalmazhat K-ot. Dolgozatomban az úrkúti karbonátos mangánérc oxidációjának kormeghatározásáról számolok be, amit kriptomelán korának közvetett mérésével oldottam meg. E munka során a nehézséget a tiszta ásványként elő nem állítható kriptomelán kormeghatározása, és a K/Ar kor földtani jelentésének megállapítása jelentette.

8.2. Mangánásványok Ar-módszeres kormeghatározásának áttekintése

A K-tartalmú mangánásványok közül az elég gyakori és a K-ot megfelelő koncentrációban tartalmazó kriptomelánt használják leggyakrabban kormeghatározásra. Az első vizsgálatokról Csuhróv és társai (1965) számoltak be. A K/Ar korokat a szupergén mineralizáció koraként értelmezték. Megfigyelték, hogy a kriptomelán törmelékes szennyeződései miatt a K/Ar korok gyakran idősebbek az oxidáció tényleges koránál. Ezért Csuhróv és társai (1965) feloldották a kriptomelánt, megmérték az oldási maradék K-tartalmát, megbecsülték a törmelékes

szennyezés származási helyét ill. korát, s ebből kiszámolták a feloldott kriptomelán korát. A kiszámolt kor jól egyezett a földtani adatokkal. Jasvili és Gukaszjan (1973) szintén a rétegtani korral jól egyező K/Ar korokat mértek kriptomelánon.

Segev és társai (1991) a Fekete-erdő (Németország) herciniai gránitjainak repedéseit kitöltő több, jól datált fázisban keletkezett ércben megjelenő Mn-ásványokat vizsgáltak. A szennyezetlen Mn-ásványokon megkapták az ércesedés permtől miocénig terjedő fázisainak korát. A befogadó kőzet törmelékes szilikátásványait tartalmazó Mn-ásványok kormeghatározását közvetve, a már Csuhróv (1965) által is használt eljárással, a Mn-ásványok feloldásával kísérelték meg. Nagyon bizonytalan eredmények születtek, megítélésem szerint a Mn-ásvány feloldására használt 1:1 hígítású sósav az elváltozott szilikátok egy részét is feloldotta, így a feloldott Mn-ásványokra is keverék korok adódhattak.

Lippolt és Hautmann (1995) 5 prekambriumi, (svédországi, indiai és marokkói) Mn-érc K-tartalmú ásványain (hollandit - kriptomelán sorozat) végzett Ar/Ar módszeres kormeghatározást. 4 esetben a földtani viszonyoknak teljesen megfelelő korokat kapott, a marokkói Bachkoun közelében (Anti-Atlasz) vett hollandit mintán a vártnál idősebb kort mértek, amit többlet Ar beépülésével magyaráztak. Ez a magyarázat bizonyára helyes, az idősebb korok ugyanis a kigázosítás első lépéseikhez tartoznak, ahol a klórból a reaktoros besugárzás során képződött ³⁸Ar is többletet mutat. Ez a jelenség a klórtartalmú hidrotermális oldatból beépült többlet Ar-ra utal.

8.3. Az úrkúti oxidos mangánérc korának meghatározása

8.3.1. Földtani viszonyok, a megelőző kutatások.

Az úrkúti Mn-érc földtanilag részletesen tanulmányozott képződmény, az ércesedett terület földtani vázlatát a 8.3.1. ábra mutatja. A kronológiai vizsgálataink előtt (1985 - 1990) megjelent igen gazdag szakirodalomból Cseh-Németh és társai, 1980; Szabó és társai, 1981; Kaeding és társai, 1983; Mindszenty és társai, 1986; Simoncsics és Kedves, 1961; Kedves és Simoncsics, 1964; Konda, 1970, Galács és Vörös, 1972; Géczy, 1968, 1972, Grasselly és Pantó, 1988; Varentsov és társai, 1988; Polgári és társai, 1991, 1992) munkáira szeretnék hivatkozni. A földtani, üledékföldtani, palinológiai, faunisztikai és fácies vizsgálatok kimutatták, hogy a feketepala környezetű (black shale hosted) Mn-érc a felső-liász, toarci Falciferum Ammonites zónában rakódott le. A toarci emelet abszolút korára Pálfy és társai

(1997, 2000a, 2000b) határoztak meg U-Pb módszerrel a korábbiaknál (Harland és társai, 1990) lényegesen pontosabb korokat.

Az úrkúti medencében a felső-liász Mn-érces összlet átlagban kb. 40 m vastag, benne sötétszürke radioláriás márga (black shale) váltakozik finoman és durván rétegezett Mn-karbonát ércel. A karbonátos érctelep idealizált szelvényét Polgári és társainak (2004) 3. ábrája mutatja. A középső-liász zöldesszürke tűzköves mészmárga felett, már a felső-liászban, vékony, radioláriás agyagmárga (black shale, feketepala) települ, majd a 8 - 12 m vastag karbonátos Mn-érc, a főtelep (1. sz.) következik. A főtelep felső részét zöld (szeladonit gazdag, Kaedig és társai, 1983), barna és szürke, karbonátos Mn-érc váltakozó rétegei alkotják. A főtelepet 10-25 m vastagságú feketepala borítja, fölötte a karbonátos érc vékonyabb, 2-4 m vastagságú 2. sz. telepe következik. Az érces összletet toarci feketepala réteg fedi.

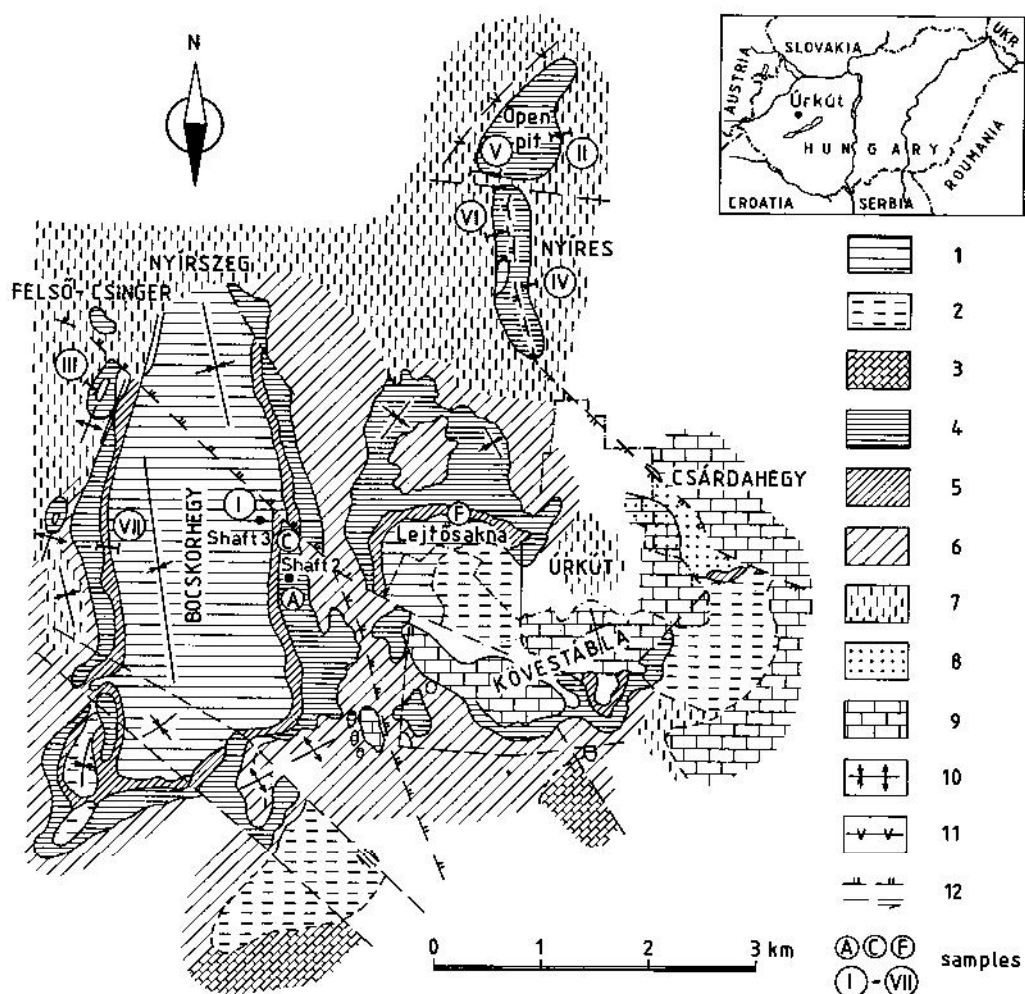
Az úrkúti Mn-érc kőzettani, ásványtani, kémiai- és izotópösszetétele azt mutatja, hogy eredetileg Mn-oxidok és -oxihidroxidok rakódtak le. A rodokrozit valószínűleg az üledékes rétegsor diagenézisének korai fázisához köthető. A Mn-oxidok és -oxihidroxidok redukciója Mn-karbonáttá a szervesanyag bakteriális oxidálódásával egységes folyamatot képezett (Polgári és társai, 1991).

A Mn-érctelepessé válásában az új-kimmériai hegységképződés is fontos szerepet játszott. Néhány blokk felemelkedett, a felső jura kőzetek lepusztultak, és a felszínen megkezdődött a Mn-karbonátok oxidációja. További oxidáció következhetett be valahányszor a karbonátos kőzetek erózió vagy kéregmozgások következtében oxidáló körülmények közé kerültek.

A Grasselly Gyula professzor emlékének ajánlott, Polgári, Szabó és Szederkényi szerkesztésében megjelent (2000) könyv az addig rendelkezésre álló eredmények és elméletek igen jó összefoglalása, elősegíti a kutatásokba jelenleg bekapcsolódó szakemberek munkáját. A Grasselly és társai (1994) által írt közleményünk, illetve Polgári és társai által írt és szerkesztett (2000) könyv megjelenése óta kialakult újabb nézetek még nagyobb szerepet tulajdonítanak a mikroorganizmusok tevékenységének, közreműködésüket már a Mn-oxidok és -oxihidroxidok eredeti kicsapódásában is feltételezik (Polgári és társai, 2004, 2006). A tenger primer produktivitásának becslésében Vető és társainak (1997) munkája jelentett előrelépést, a mangán szállításáról és a szedimentáció körülményeiről Lantos és társai (2003) közöltek részletes adatokat.

Mindezek ellenére a Mn-ércesedés körülményeivel kapcsolatban napjainkig vannak nyitott kérdések (Polgári és társai, 2004, 2006). Úgy látom, a Mn-érc képződése nagyon bonyolult

folyamat volt, minden részletre kiterjedő megértése rendkívül nehéz, hangsúlyozni szeretném azonban, hogy a K/Ar kormeghatározások alkalmazásával csak a K-tartalmú Mn-ásványok kronológiai problémái kutathatók, amelyek nincsenek kapcsolatban az ércesedés még megoldatlan kérdéseivel, és azoknál lényegesen kisebb feladatot jelentenek.



8.3.1. Ábra. Az úrkúti érces terület térképvázlata Cseh-Némrth és társai (1980) után, a mintavételek helyével. 1. teljesen kifejlődött Mn-karbonátos érc; 2. kevésbé kifejlődött Mn-karbonátos érc; 3. mészkő; 4. oxidált Mn-érc; 5. átmeneti zóna a Mn-karbonát és a Mn-oxid telepek között; 6. áthalmazott Mn-érc; 7. erodált terület; 8. Fe-Mn-érctelep Csárdahegynél; 9. a mészkő alapkőzet kibúvása; 10. antiklinális, szinklináli; 11. flexúra; 12. vető; Minták: a csoportok ásványos összetétele a szövegben és a 8.3.1. táblázatban. I. 1. csoport. U-1; U-2; U-4; U-6; U-10; U-17; U-19; 2. csoport. U-Cel; Cel5; II. 3. csoport. Ksl-8; Ksl-12a, b; III. 3. csoport. U3-21; U3-27b1-, b2; U3-28; U3-29; IV. csoport. Ksl39a-, b1, b2; Ksl49a-, b; 2. akna, kislődi bányaterület, átmeneti zóna, V. csoport. Ksl-52; Ksl60a-, b1, b2; finoman rétegzett fekete Mn-karbonátokból oxidálódott minták, 2. akna, kislődi bányaterület. VI. 3. csoport. Ksl-68; Ksl-72a-, b; (Ksl-88) Mn-oxid érc minták, amelyek a zöld- (Ksl-68; Ksl-72a, b) és barna-fekete típusú lemezes (Ksl-88) Mn-karbonát érc oxidálódásával keletkeztek, Kislőd, külszíni fetés, É-i rész. VII. 3. csoport. U3-94; U3-95; U3-100; finoman rétegzett fekete Mn-karbonát oxidálódásával képződött Mn-oxid érc, 3. akna, Ny-i mező, D-i rész. A, C, F. 4. csoport. Az oxidálódott telepbe beágyazódó Mn-oxid konkréciók. A – 2. akna, D-i része; C – 3. akna, Ny-i mező; F – 1. akna.

8.3.2. Az úrkúti Mn-ércesedés kronológiai vizsgálata.

Az úrkúti Mn-ércesedés K/Ar módszeres vizsgálatával Grasselly akadémikus javaslatára és szakmai támogatásával kezdtem foglalkozni. 1983-ban egy rövid jelentésben 10 kormeghatározásról számoltunk be, majd 1985-ben újabb 14 mérést végeztünk Mn-gumókon, a környezetükből származó üledékeken, valamint szeladoniton. A koradatok egyértelmű interpretációja céljából a következő néhány évben még további vizsgálatokat végeztünk, az úrkúti Mn-érc kronológiai eredményeit összefoglaló közleményünk Grasselly professzor úr betegsége majd eltávovása miatt csak 1994-ben jelent meg (Grasselly és társai, 1994). Ezután már nem foglalkoztam a Mn-ércesedés vizsgálatával, mivel a K-tartalmú kriptomelán kormeghatározását követően további kérdések megválaszolására a K/Ar módszer nem látszott alkalmasnak. Kronológiai eredményeink összefoglalása után megemlítem viszont, hogy az utóbbi kb. 15 évben a kisfokú és nagyon kisfokú metamorfitek vizsgálata során elért módszertani eredményeink milyen további vizsgálatokat indokolnának.

A vizsgált minták leírása. A mintavétel helyét a 8.3.1 ábra mutatja (I. - VIII. és A, C, F), ahonnan 4 csoportba osztható mintákat vizsgáltunk. A csoportokba való beosztás a Grasselly és társai (1994) munkájának megfelelően az úrkúti Mn-ércesedés sokoldalú kutatása közben kialakult szempontokhoz igazodik. A minták ásványos összetételét Tóth Mária XRD módszerrel végzett vizsgálatai alapján a 8.3.1. táblázat tartalmazza.

Az 1. csoportot a Mn-telepes összletből származó minták alkotják. Az ezeken mért K/Ar korok a K-ot tartalmazó, részben idősebb, áthalmozott, vagy a tengervízből kicsapódott, diagenetikusán átalakult vagy változatlanul maradt ásványok korát jelentik. Az U-1 és U-10 mintákban az 1 nm-es filloszilikát illit/szmektit, a többi mintában szeladonit. A szmektit minden mintában elsősorban Ca-Mg-montmorillonit és nyomnyi mennyiségben nontronit. Az 1 nm-es filloszilikát/szmektit kevert szerkezetű ásványban a szmektit részaránya 20 %, a szeladonit/nontronit kevert szerkezet csak az U-2 mintát jellemzi.

A 2. csoport mintáit elsősorban a szeladonit aránya (> 95 %) különbözteti meg az 1. csoportba sorolt mintáktól. A szeladonit mellett a többi ásvány kvarc és szericit-illit.

A 3. csoportba oxidos Mn-ásványokat (kriptomelán, piroluzit, manganit) tartalmazó érces és azok közvetlen közeléből (legtöbbször a hozzájuk tapadó agyagos kéregből) vett nem érces minták tartoznak, a Mn-oxidos mintákon mért korok a K-tartalmú kriptomelán és a K-tartalmú, idősebb üledékes és/vagy áthalmozott eredetű szilikátok kevert koradatai. (Az "agyagos kérgen" mért korokat adó ásványok jelen lehetnek az oxidos mintákban is). A mintákban jelen

lehetnek még: goethite, kvarc, kalcit, sziderit, 1 nm-es csillám, szmektit, 1 nm-es fillit/szmektit kevert szerkezet, nyomokban todorokit, esetleg groutit.

A 4. csoportot az oxidált telepek néhány jellemző helyéről begyűjtött Mn-oxid konkréciók alkotják, amelyek fő összetevője a kriptomelán és a goethite, járulékos ásványai pedig a kalcit és a szericit/illit.

Az 1 - 2 csoportba tartozó mintákon 9 kormeghatározást végeztünk (a karbonátos érc mérésekor a kor a K-tartalmú ásványkomponensek kora), a 3 - 4 csoportba tartozó oxidos érceken és a közvetlen közelükben lévő agyagos mintákon pedig 28 kormeghatározást, az eredmények az 8.3.1. táblázatban láthatók, a koradatokat grafikus formában mutatja a 8.3.2. ábra.

Az agyagos mintákon és a Mn-karbonátokon mért korok egy része a leülepedés rétegtani idejét közelíti: ezek szerint (hacsak a mért korok nem különböző formális korú ásványok keverék korai) ásványaik jelentős része a tengervízből csapódott ki, vagy már a leülepedést követő diagenézis korai fázisában átalakult, a korok egy része viszont lényegesen idősebb a leülepedés idejénél (8.3.2. ábra). A két paleozoos kort (U-10, U-19) ugyan alacsony K-tartalmú mintákon mértük, emiatt bizonytalanságuk nagyobb, viszont a 0,85 %-tól 2,24 %-ig terjedő K-tartalmú mintákon (Ksl60a, Ksl68 és Ksl72b) mért 240 - 251 M év korok már mindenképpen meggyőzően mutatják, hogy az üledékekben a lerakódás idejénél idősebb, bizonyára nagyon finomszemcsés anyag is található, ami a mállás, szállítás és leülepedés, sőt, a leülepedést követő kéregmozgások és diagenézis során sem veszítette el argontartalmát. Ez összhangban van Grasselly és Pantó megállapításával (1988), akik a pozitív Ce és negatív Eu anomália alapján következtettek áthalmozott anyag jelenlétére. A leülepedésnél idősebb kor az U3-100 jelű Mn-oxid gumón is jelentkezik. Ez az idős kor csak a gumóban jelenlevő, de XRD módszerrel még nem kimutatható idősebb komponenes és a kriptomelán keverék koraként értelmezhető. Mint látni fogjuk, a kriptomelán a krétában lezajlott szupergén oxidáció terméke, így az idősebb ásványokra még a mért K/Ar kornál is idősebb kort kell feltételeznünk. Az U3-100-as mintán egyébként, az esetleges kísérleti hiba biztos kiszűrése céljából, ellenőrző mérést is végeztünk, az eredmények igen jól egyeznek (254, ill. 256 M év). A K-tartalmú Mn-ásványt alárendelt koncentrációban tartalmazó minták közül mindössze kettőn (U3-27b2 és Ksl-52) mértünk alsó-kréta kort, a Ksl-52 minta viszont kriptomelánt is tartalmaz, így a Mn-mentes ásványok koraként értelmezhető koradatok közül mindössze az U3-27b2 minta kora mutatja az Alpok-Kárpátok térségében gyakori, a kréta középső részére is jellemző mozgásokhoz köthető elválkozás hatását.

A két szeladonitban dús minta a Mn-érc leülepedésénél fiatalabb kort adott (151 M év ill. 166 M év). Minthogy az idősebb K/Ar korú U-Cel5 mintában több az 1 nm-es filloszilikát szennyezés, a fiatalabb U-Cel mintának viszont nagyobb a K-tartalma, a szeladonit korát valószínűleg az U-Cel minta 151 ± 6 M év kora közelíti jobban, a szeladonit tényleges kora ennél csak kevéssel lehet fiatalabb. Grasselly és társai (1994) szerint nem zárható ki, hogy a szeladonit a leülepedést csak földtanilag is hosszú idő után követő diagenezis során képződött, vagy pedig a szeladonit Ar-t veszített, pl. a kréta mozgások idején, amelyek $< 2 \mu\text{m}$ -es agyagásványokra gyakorolt hatásával dolgozatom 5. fejezetében részletesen foglalkozom. Az agyagásványok kormeghatározása területén az utóbbi 15 év alatt szerzett tapasztalataink alapján úgy látom, hogy a szeladonit K/Ar kora függhet a szemcsemérettől, és az általunk mért kor keverék érték is lehet. Lehetségesnek tartom, hogy a finomabb szemcseméretű szeladonit a kréta idején jelentkező tektonikai igénybevétel során képződött, s kormeghatározásaink a különböző szemcseméretű és korú szeladonit szemcsék átlagos korára vonatkoznak. Erről további vizsgálatokkal lehetne meggyőződni.

A Mn-karbonát oxidálódásának kora a K-tartalmú kriptomelán vizsgálatával becsülhető meg. Az oxidos Mn-ércen mért korok erősen szórnak és többféleképpen értelmezhetők. A kronológiai feladat a korok földtani jelentésének megállapítása az elvi lehetőségek elemzése alapján. Az oxidos Mn-érc ásványainak szemcsemérete $< 10 \mu\text{m}$, emiatt ásványai nem szeparálhatók. A mért K/Ar kor a kriptomelán és a befogadó közet K-tartalmú ásványain mérhető korok keveréke. Amennyiben a kriptomelán K-tartalma mellett elhanyagolható a többi ásvány teljes K-tartalma, akkor az ércen mért kor jól közelíti a kriptomelán K/Ar korát. Ez a K/Ar kor azonban nem feltétlenül a kriptomelán keletkezésének kora, mert ha a kriptomelán argonmegtartó képessége kisebb a befogadó közet ásványainak argonmegtartó képességénél, akkor a kriptomelán K/Ar kora jelezheti egy olyan (gyenge) utóhatás idejét is, ami nem volt elég intenzív a befogadó közet K/Ar korának nullázásához.

A feladat tehát kettős:

1. Meg kell állapítanunk a kriptomelán K/Ar korát, megtisztítva azt a leülepedés idején vagy még korábban keletkezett nem érces ásványok idősebb korának zavaró hatásától.
2. Meg kell állapítanunk a K/Ar kor jelentését: a kriptomelán keletkezésének idejét jelzi-e, avagy a kriptomelánt ért gyenge utóhatás idejét?

E kérdés megválaszolása előtt azonban meg kellett vizsgálnunk, hogy a fiatalabb, a kréta idejére eső korok nem bizonyos zónákhoz kötődnek-e, amelyek mentén a tektonikai igénybevétel és/vagy fluidumok mozgása megfiatalította a K/Ar korokat. Ebben az esetben

tehát a fiatalabb kor nem a minta ásványos összetételéhez lenne köthető (oxidos gumó vagy agyag), hanem az ércesedett területen elfoglalt helyéhez. E kérdés eldöntéséhez egymáshoz nagyon közeli Mn-oxid és nem érces mintákat vizsgáltunk (praktikus szempontok alapján egyaránt mértük a Mn-oxid gumó és agyagos kérgének a korát), amelyekre eltérő utóhatást nem tételeztünk fel. 6 mintapárt választottunk ki: U3-27b(1 és 2), U3-(28 és 29), Ksl39(a és b), Ksl-49(a és b), Ksl-60(a és b1) és Ksl-72(a és b). Látható (8.3.1. táblázat), hogy az U3-27b(1 és 2) minta pár kivételével minden esetben lényegesen idősebb az agyagos kéreg. Az oxidos Mn-gumók és az agyagos kérgük között észlelt különbség tehát nem zónákhoz (törésvonalakhoz) kötődik, hanem a vizsgált érces és kőzetek ásványos összetételéből illetve képződési idejéből fakad. Kivételt képez az U3-27b(1 és 2) minta pár, ahol értelmezésünk szerint a kréta mozgásokhoz köthető utóhatás az agyagos kéreg korát is jelentősen megfiatalította.

A kriptomelán K/Ar korának meghatározása. A 8.3.1. táblázat adataiból és a 2. ábrán látható, hogy a Mn-oxidok többségének koradatai a 91-126 M év intervallumban szórnak. Az idősebb korok adódhatnak abból, hogy (i) az oxidos Mn-gumók is tartalmaznak a kriptomelán mellett idősebb ásványokat (az U3-100 minta kora mutatja, hogy ezek az idősebb ásványok részben a leülepedés előtt képződtek), és elképzelhető az is, hogy (ii) a kriptomelán kora is szór. E kérdés megválaszolásához el kell különítenünk a kriptomelán, és a vele együtt található nem érces ásványok K/Ar korát.

A kriptomelán kornak a nem érces K-tartalmú ásványokkal "szennyezett" Mn-érc vizsgálatával történő meghatározására végzett vizsgálataink eredményeit a 8.3.2. táblázat tartalmazza. Első lépésként megnéztük, hogy a szokásos ásványszeparálási eljárásokkal a kriptomelán bedúsítható-e? A szemcseméret szerint elkülönítet két frakciót (0,5 - 0,63 mm és <0,063 mm) mérve az látható, hogy a feltételezett idősebb ásványok a finomabb frakcióban dúsulnak, ez a dúsulás azonban igen csekély (8.3.2. táblázat: 137 ± 5 M év és 116 ± 5 M év). A sűrűség szerint elválasztott két frakció kora még jobban hasonlít egymásra (123 ± 5 M év ill. 130 ± 5 M év).

Mindez azt mutatja, hogy a kriptomelán korát csak közvetve, a nem szeparálható ásványokra használt eljárásunkat alkalmazva határozhatjuk meg. Először a Ksl-88 jelű oxidos gumóból kívántuk kioldani a kriptomelánt, mivel idős K/Ar kora (187 ± 7 M év) jelentős mennyiségű idősebb komponensre utalt. 3 %-os sósavat használtunk, amihez cseppenként, folyamatosan 5 órán át H_2O_2 -t adagoltunk úgy, hogy a pezsgés ne szűnjön meg. Ezt az eljárást a szakirodalom alapján alkalmaztuk. Hunziker és társai, (1986), Árkai és Balogh (1989),

továbbá Clauer és társai (1993) igazolták, hogy a 2 mol/l-es HCl nem változtatja meg az illit K/Ar korát. A H₂O₂ alkalmazását Lippolt és társaitól (1986) vettük át, akik vulkáni tufa nem-destruktív aprítására használták. A fel nem oldott maradékon azonban fiatalabb kort mértünk (132±6 M év) mint az oxidos gumón, amiből az oxidos ércre a leülepedés idejénél idősebb kor adódik. Ez az eredmény csak akkor magyarázható, ha az oldási eljárás során az oldási maradék is Ar-t veszített. Ez valószínűleg a sósav és a H₂O₂ együttes hatásának tulajdonítható. A jelenség pontos okát (a minta hiánya miatt) nem vizsgáltuk ki, hanem egy kevésbé agresszív eljárást alkalmaztunk a kriptomelán szelektív feloldására.

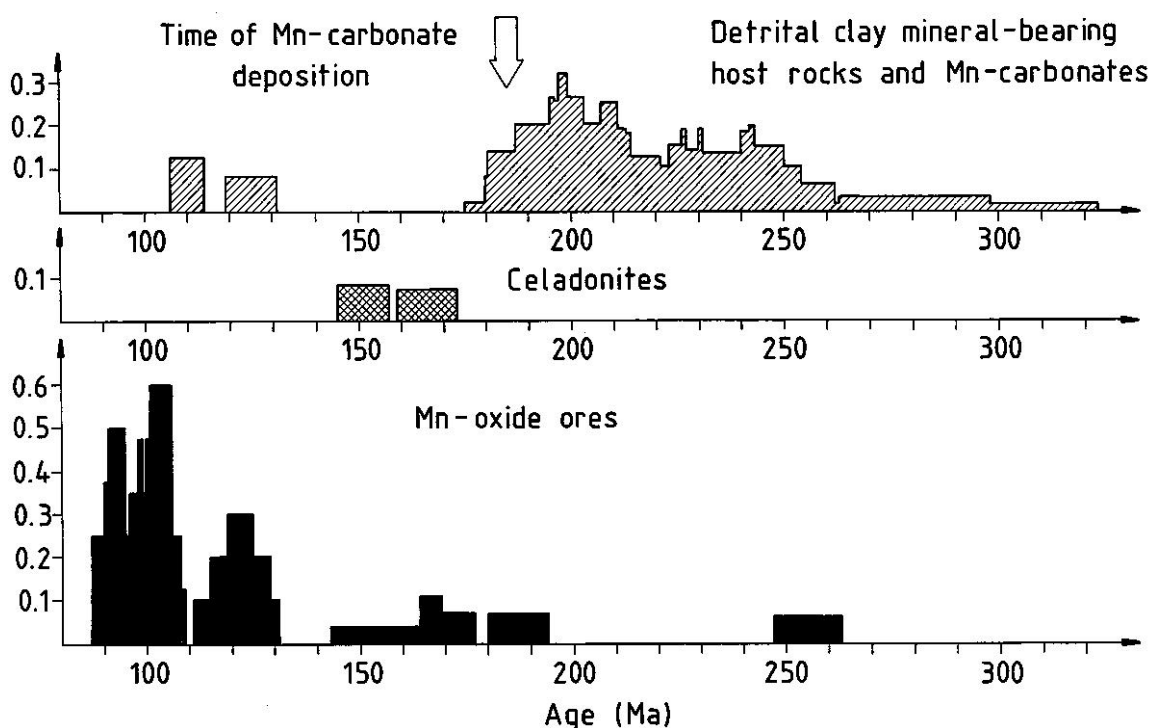
A Ksl-72a gumó < 0,063 mm-es frakcióját Chester és Hughes (1967) nyomán 25 %-os ecetsav és 1,0 mol/l-koncentrációjú hidroxilamin-hidroklorid elegyével kezeltük. A finomabb szemcseméretet az oldási folyamat meggyorsítása céljából használtuk. 3 óra alatt az oxidos gumó 20,36 %-a oldódott fel, az oldási maradékon pedig 190±8 M év kort mértünk. Az oxidos ércen és az oldási maradékon mért adatokból a 7,023×10⁻⁶ cm³/g radiogén Ar és 2,05 % K számítható a feloldott kriptomelánra: ezek az adatok 86±15 M év K/Ar kort határoznak meg. Bár e koradat hibája a hibaterjedési függvény miatt nagy, hasonlósága a legfiatalabb oxidos érceken mért korokhoz szembetűnő, különösen, ha a minden Mn-gumóban feltételezhető csekély nem-érces szennyező miatt a Mn-gumókon mért korokat minimális kornak tekintjük. A Mn-gumókon mért legfiatalabb és a feloldott kriptomelánra számított, hibahatáron belül egyező korok fogadhatók el a kriptomelán K/Ar koraként.

A kriptomelán K/Ar korának jelentése. Ha a kriptomelán kevésbé erősen őrzi Ar-tartalmát mint az agyagos kőzet részben áthalmozott ásványai, akkor a kriptomelán K/Ar kora egy másodlagos folyamat, pl. diagenézis, tektonikai mozgások idejét is mutathatja. Ha azonban a kriptomelán Ar megtartó képessége hasonló, vagy jobb mint a nem ércesedett kőzet K- tartalmú ásványaié, akkor a kriptomelánon mért kor elsődlegesnek tekinthető.

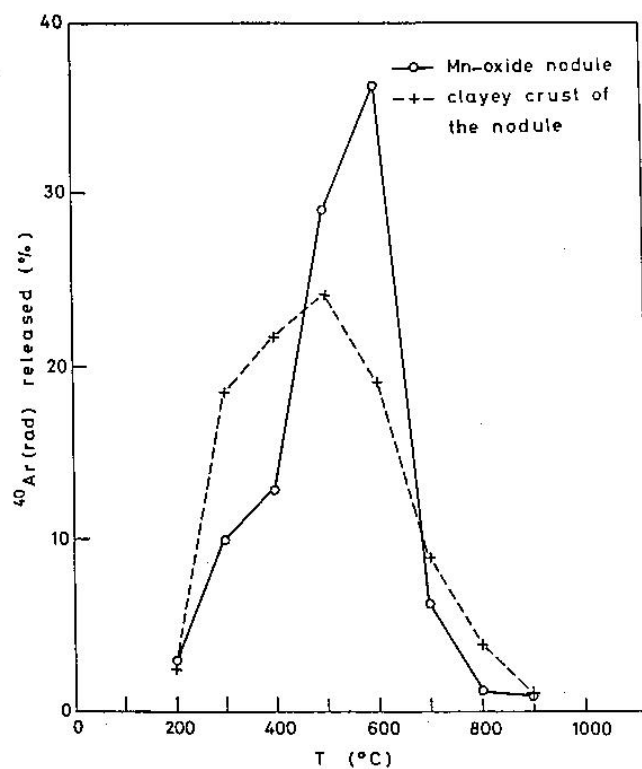
E kérdés tisztázása céljából kigázosítási kísérletet végeztem a Ksl-60b1 jelű oxidos gumón (102±4 M év) és agyagos kérgén (Ksl-60a, 205±9 M év). A kigázosítási diagram mutatja (8.3.3. ábra), hogy az agyagos kéreg alacsonyabb hőmérsékleten engedi el az Ar-t mint a kriptomelán. 500 °C hőmérsékleten pl az agyagos kéregből az Ar több mint kétharmada távozik, a kriptomelánból viszont kevesebb mint fele. Megjegyzem, az Ar megtartó képesség szempontjából az Ar alacsonyabb hőmérsékleten mutatott viselkedése a mérvadó, mert utóhatások idején is először a kevésbé erősen kötött Ar távozik.

A kigázosodás adatait Arrhenius-diagramban is ábrázoltam (8.3.4. ábra). Az agyagos kéreg pontjai úgy helyezkednek el, hogy a legalacsonyabb hőmérsékletre tartozó pont alatta van a

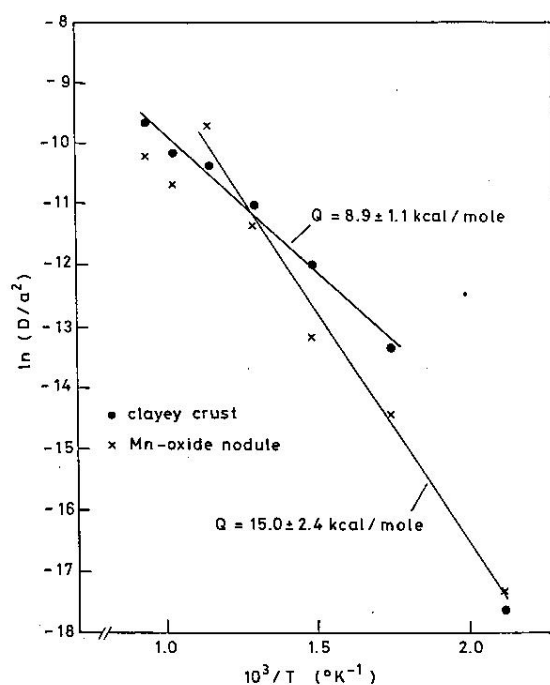
magasabb hőmérsékletekhez illesztett egyenesnek. Ez azt mutatja, hogy a leggyengébben kötött Ar egy része az agyagos kéregből már eltávozott, enélkül a K/Ar kora még idősebb lett volna. Ezzel szemben a kriptomelán pontjai a 200 - 600 °C tartományban egészen jól illeszkednek egyenesre, vagyis a kriptomelán Ar tartalmának gyengébben kötött része is megőrződött az ásványban. Ezek alapján állítható, hogy a kriptomelán K/Ar kora nem utóhatás eredménye, hanem a kriptomelán keletkezésének idejét mutatja. Ezek szerint a kriptomelán az alpi hegységképződés ausztriai-szubhercini fázisában lezajlott kéregmozgások során keletkezett, vagy kristályosodott át. Ezt a magyarázatot támasztja alá az U3-27b2 jelű agyagos kérgen mért 110 ± 3 M év kor is, mert ez mutatja, hogy az alpi hegységképződés idején működött olyan intenzív diagenetikus és/vagy tektonikai hatás, ami az agyagásványok korát is megfiatalította.



8.3.2. Ábra. Az úrkúti terület oxidos és karbonátos ércein és nem érces kőzetein mért K/Ar korok eloszlása



8.3.3. Ábra Az Ar(rad) kigázosodása a Ksl-60b1 oxidos gumóból és üledékes agyagot tartalmazó finomszemcsés kérgéből (Ksl-60a)



8.3..4. Ábra. Az Ar(rad) kigázosodása a Ksl-60b1 oxidos gumóból és agyagos kérgéből (Ksl-60a)

8.3.1. Táblázat Az útküti Mn-ércesedés területén mért K/Ar korok

Minta	A munták leírása és ásványos összetétele	K %	⁴⁰ Ar(rad) (10 ⁻⁵ oc STP/g	⁴⁰ Ar(rad) (%)	Kor M év ±σ	
					Mn-oxidok	karbonátok és nem érces kőzetek
1. Csoport. Minták a Mn-karbonát telepből. 3 akna, Ny-i mező É-i részée						
U-1	vöröses-baarna, zöld márga (Rh> 1 nm>Q>G>K)	2.38	2.184	78		222±9
U-2	sötétszürke radioláriás márga a fő Mn-karbonát telep alatt (1nm/5m>Q>K>5m>Py>D>Gy>Ze>Ch(tr)	3.35	2.826	82		205±8
U-4	zöld/szürke Mn-karbonát érc, a fő telep also szintje (1nm>Rh>G>Kltr)	0.83	0.744	40		217±10
U-6	barna, fioman rétegzett Mn-karbonát érc, a fő tlep középső szinte (Rh>1nm≥G>5m)	1.33	1.036	47		190±9
U-10	szürke Mn-karbonát érc, a fő telep felső szintje (Rh>5m>Py>lnm>lnm>A>Pl(tr)	0.20	0.232	18		270±28
U-17	radioláriás márga a fő telep felett (Q>Cal>5m>Py>D>Ze)	1.94	1.578	12		198±23
U-19	második Mn-karbonát telep a radioláriás márga felső szintjében (Sid>Rh>Cal>Py>Q>lnm(tr))	0.24	0.290	23		293±30
2. Csoport. Szeladonit-dús minták a Mn-karbonát telepből						
U-Cel	A fő Mn-karbonát telep különböző részeiből gyűjtött átlagos szeladonit minta (Cel>>Q>1nm)	7.13	4.356	97		151±6
U-Cel5	“zöld agyag” (szeladonit) a fő karbonát telep alatti szintből (Cel>>lnm>Q)	5.34	3.564	91		166±7
3. Csoport. Mn-oxid minták az oxidált telep különböző szelvényeiből						
Ksl-8	radioláriás márga (Ka>Cr>Q>G>lnm>Tod	1.23	0.946	78		188±8
Ksl-12a	Darabos, rétegzett Mn-oxid érc (Cr>Q>G>Ka>lnm	1.28	0.648	91	126±5	
Ksl-12b	Darabos, rétegzett Mn-oxid érc (Cr>Ka>Q>G>Tod>P(tr)	1.35	0.935	85	170±7	
U3-21	vöröses-barna üledék az oxidált telep alól (Q>lnm/Sm>Cr)	3.35	2.801	83		203±8
U3-27b1	rétegzett Mn-oxid érc agyagos közberétegződéssel (Cr>G>Cal)	0.73	0.353	46	120±5	
U3-27b2	agyagos üledék az U3-27b1 mellől (G>5m>lnm>Cal>Sid)	1.14	0.501	77		110±3
U3-28	kemény Mn-oxid retag (Cr>G>Ca)	1.65	0.616	86	94±4	
U3-29	az U3-28 agyagos kérge (G>Sm>lnm>Cal>Sid)	1.89	1.511	82		195±8

8.3.1. Táblázat Folytatás

Minta	A munták leírása és ásványos összetétele	K %	⁴⁰ Ar(rad) (10 ⁻⁵ oc STP/g)	⁴⁰ Ar(rad) (%)	Kor M év ±σ	
					Mn-oxidok	karbonátok és nem érces kőzetek
Ksl-39a	Ksl-39b1 agyagos kérge (Cr>G>1nm≥M)	0.46	0.458	90		240±14
Ksl-39b1	Kemény Mn-oxid gumó 15x40 cm (M>Cr>G>1nm)	1.47	0.532	74	91±4	
Ksl-39b2	Kemény Mn-oxid gumó (Cr>Mn>G>1nm)	1.64	0.597	81	91±4	
Ksl-49a	Ksl-49b agyagos kérge (Mn>G>1nm>Cr)	0.49	0.470	79		233±10
Ksl-49b	manganit kristály a Mn-oxid gumó repedésében (M>G>1nm)	0.27	0.171	18	156±13	
Ksl-52	barna, Mn-tartalmú üledék chert törmelékkal (Q>Cr>G>Tod>Sm)	1.40	0.706	65		125±6
Ksl-60a	Ksl-60b1 agyagos kérge (Cr>G>1nm)	0.85	0.715	83		205±9
Ksl-60b1	oxidos Mn-gumó (Cr>G>1nm(tr))	2.21	0.905	84	102±4	
Ksl-60b2	oxidos Mn-gumó (Cr>G>1nm(tr))	2.14	0.894	87	105±4	
Ksl-68	radioláriás márga Mn-oxid konkréción közeléből (Q>>Sm>Cr>1nm≈M)	2.24	2.231	78		240±10
Ksl-72a	Mn-oxid gumó (G>Mn>Cr>Q>1nm(tr)≈Tod(tr)≈P(tr)) 0,5-0,63mm	0.76	0.354	58	116±5	
Ksl-72a	<0,063 mm	0.81	0.448	66	137±5	
Ksl-72b	Ksl-72a agyagos kérge (G>1nm>Q)	0.85	0.889	55		251±11
Ksl-88	Mn-oxid gumó (P>Gr>G>1nm(tr))	1.30	0.981	94	187±7	
U3-94	Mn-oxid gumó (Cr>G>1nm≈M)	2.20	0.895	76	101±5	
U3-95	Mn-oxid gumó (Cr>G>1nm≈M)	1.78	0.883	83	124±5	
U3-100	Mn-oxid gumó (M>Cr>G)	1.08	1.145	76	254±11	
U3-100	Mn-oxid gumó (M>Cr>G) megismételt mérés	1.10	1.176	68	256±11	
Csoport. Az oxidált telepbe beágyazódott Mn-oxid konkréciók						
A	repedezett Mn-oxid konkréción, 2. akna mezője (Cr>G>P)	2.81	1.060	87	95±4	
C	lemezkes Mn-oxid konkréción, 3. akna Ny-I mezője (Cr>G>Cal(tr)>1nm(tr))	2.20	0.898	83	102±4	
F	Mn-oxid konkréción, 1. akna mezője (Cr>G>Cal(tr)>1nm(tr))	1.21	0.501	69	104±4	

Ásványnevek rövidítése: Rn=rodokrozit, Cal=kalcit, 1nm=1nm-es filloszilikát, Sm=szmektit, G=goethite, Sid=sziderit, Q=kvarc, Py=pirit, K=K-földpát, Pl=plagioklász, D=dolomite, A=anatáz, Gy=gipsz, Ch=klorit, Ze=zeolit, Cel=szeladonit, Cr=kriptomelán, P=piroluzit, M=manganit, Tod=todorokit, Gr=groutit, Ka=kaolinit, (tr)=nyomokban

8.3.2. Táblázat. Oxidos Mn-gumón, frakcióin, oldási maradékán, a feloldott kriptomelánon és a Mn-gumó agyagos kérgén mért és számolt K/Ar korok.

Minta kódja	Vizsgált anyag	K %	⁴⁰ Ar(rad)		Kor
			10 ⁻⁶ cm ³ STP/g	%	M év±σ
Ksl-88	Mn-oxid gumó	1,30	9,808	94	187±7
	Ks/-88 oldási maradéka	1,22	6,476	68	132±6
Ksl-72b	Ksl-72a agyagos kérge	0,85	8,892	55	251±11
Ksl-72a	Mn-oxid gumó				
	0,5-0,63 mm-es teljes közet	0,76	3,536	58	116±5
	<0,063 mm-es teljes közet	0,81	4,480	66	137±5
	d>3,32 g/cm ³	0,80	3,941	73	123±5
	d<3,32 g/cm ³	0,78	4,100	76	130±5
	oldási maradék	0,49	3,830	52	190±8
	a feloldott Mn-ércre (kriptomelá) számított adatok	2,05	7,023		86±15

Oldási módszer leírása a szövegben

8.4. Következtetések

1. A nem érces ásványokon mért korok jelentős része idősebb az érctelep lerakódási idejénél. Ez azt mutatja, hogy a nem érces ásványok egy része hosszú előélettel rendelkező, bizonyára igen finomszemcsés ásványként ülepedett le, és a leülepedést követő diagenetikus és tektonikai folyamatok intenzitása nem volt elegendő a K/Ar korok nullázására.

2. A K-tartalmú oxidos Mn-érceken mért korok erősen szórnak, de fiatalabbak az agyagos üledékes kőzeteken mért koroknál. Az oxidos gumók és agyagos kérgük, illetve a gumók közvetlen közelében lévő nem érces kőzet datálásával kimutattam, hogy a fiatalabb korok nem (tektonikai) zónákhoz kötöttek, hanem a vizsgált anyag ásványi összetételétől (a K-tartalmú Mn-érc tartalmaz-e idősebb szilikátokat és mennyit?) függnék.

3. A K-tartalmú Mn-ércek között is található a Mn-érc leülepedésénél idősebb korú (U3-100). Ez azt mutatja, hogy az oxidos Mn-ércekben is lehetnek áthalmazott szennyező ásványok, így az ezeken mért K/Ar korok is lehetnek idősebbek a Mn-érc oxidálódásának koránál.

4. A 4 legfiatalabb oxidos Mn-érc kora (91 - 95 M év) is csak minimális korként értelmezhető, de hibahatáron belül jól egyezik a Mn-érc és a Mn-érc oldási maradékán mért korokból kiszámolt kriptomelán korrall (86 ± 15 M év), így ez az idő elfogadható a kriptomelán K/Ar koraként.

5. Kigázosítási kísérlettel kimutattam, hogy az Ar nehezebben távozik a kriptomelánból mint a nem érces kőzet K-tartalmú ásványaiból, amelyek főleg agyagásványok. Ennek alapján a kriptomelán K/Ar kora nem másodlagos kor, hanem a kriptomelán keletkezési korának tekinthető. Ez a kor az alpi hegységképződés ausztriai-szubhercíniai fázisa során lezajlott tektonikai mozgások idejére esik. E kor realitását alátámasztja az U3-27b2 jelű mintán mért fiatal kor is (110 ± 3 M év), mert ez szintén az alpi mozgások fiatalító hatásának következménye.

6. Jelenlegi ismereteim szerint az érces telep történetének pontosításához az agyagásványok különböző szemcseméretű frakcióinak mérésével lehetne hozzájárulni. Dolgozatomban 3. fejezetében említettem a kisméretű ásványok szeparálásának potenciális lehetőségeit. Az úrkúti Mn-ércesedés vizsgálatát valószínűleg szintén elősegítené, ha kisméretű ásványokon is lehetőség lenne kormeghatározásra.

8.5. A Kelaszuri masszívum (Nagy Kaukázus, Grúzia) ércesedésének kormeghatározása

1988-tól kezdődően, a volt szocialista országok tudományos akadémiái együttműködése keretében került sor a Kelaszuri és Gorábi masszívumok komplex kronológiai és geokémiai vizsgálatára. A két masszívum a Nagy Kaukázus ÉNy-i részén, a déli lejtőn található (8.5.1. ábra), a középső-jurában benyomult, főleg savanyú kőzetek építik fel őket. Kőzeteik az anyamagma igen nagyfokú frakcionált kristályosodásával alakultak ki. Nyitott kérdés volt azonban, hogy a két masszívum közös magmából keletkezett-e, és ismeretlen volt az őket ért utóhatások (ércesedés, tektonikai igénybevétel) ideje is. E kérdések vizsgálata volt a közös kutatás célja, amiben szovjet és NDK-beli laboratóriumok mellett a debreceni K/Ar laboratórium részéről vettem részt. Vizsgálataim célja a Kelaszuri masszívumot ért ércesedés idejének megbecslése volt. A Kelaszuri masszívum ércesedése az érintett granitoid kőzetek hidrotermális elváltozásával járt. Az ércesedés korának becslésére a masszívum Ny-i részéről begyűjtött hidrotermálisan elváltozott gránitporfír mintát használtam. A greizenesedett kőzet porfíros szövetű, az alapanyaga holokristályos. A nem elváltozott kőzet porfíros komponensei a kvarc, a földpát és a 0,5 - 3,0 mm méretű biotit. Az alapanyagot ugyanezen ásványok alkotják, ásványai 0,1 - 0,5 mm méretűek. Jelenleg a biotitot muszkovit, a földpátot szericit-kaolinit helyettesíti. Az ércesedést a gyakori pirit-kalkopirit kristályok jelzik.

A hidrotermális elváltozás és ércesedés korát a szericit-muszkovit kormeghatározásával kívántam megközelíteni. Sajnos, tiszta ásványkoncentrátumot nem sikerült előállítanom, a mérésre használt koncentrátum szennyező ásványai (kvarc, pirit) viszont K-mentesek, így a mért korok a csillámok korának tekinthetők.

Az I-2/22 jelű hidrotermálisan elváltozott gránitporfírból két koncentrátumot különítettem el, a 0,1-0,15 mm-es (A), és a < 0,1 mm-es (B) frakciókat. Ezek kb. 50 % ill. 30 % csillámot tartalmaztak. A szemcsék kisebb szericit és szericit + muszkovit kristályok aggregátumai voltak, a csillámok effektív szemcsemérete feltehetően mindkét frakcióban ugyanaz volt.

Mindkét frakción ismételt méréseket végeztem, az eredményeket az 8.5.1. táblázat mutatja. A két kor jóval hibahatáron belül egyezik, s a hidrotermális szericitesedés K/Ar korára a $156,8 \pm 3,9$ M év átlagos értéket fogadhatjuk el. E K/Ar kor földtani jelentése a környező kőzeteken mért, illetve más módszerekkel végzett kormeghatározások eredményeinek fényében állapítható meg.

Dudaui és társai (1991) 23 biotiton mért K/Ar kort közöltek a Goráb-Kelaszuri intrúzív összletek kőzettípusaira (gabbró, kvarcdiorit, gránit, gránitporfír). A korok a 163 - 176 M év

kortartományban szórnak, az átlagos analitikai hiba 5-7 M év, így a koradatok megfigyelt szórása egészen rövid magmás tevékenység eredményeként is előállhatott. Dudaui és társai (1991) 170 M évet valószínűsítene a masszívumok korára, az egyes kőzettípusok kora között nem állapítanak meg különbséget. Vinogradov (1991) Rb/Sr korokat határozott meg a Kelaszuri masszívum granitoid kőzetein. A gránit-benyomulás fő fázisára 172 ± 1 M év, ásványokon mért izokron kort adott meg, s mérései szerint a legfiatalabb alaszkitok és aplitok maximum 5 M évvel lehetnek fiatalabbak. Egy gránitporfír korára 166,8 M év izokron kort ad meg, a biotitok elhagyásával viszont az izokron kor 162,7 M évre csökken. Ha ez a korkülönbség szignifikáns, akkor a földpátokat fiatalító hatás érthette, ami enyhe szericitesedésben nyilvánulhatott meg. A kezdeti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arányok jelentős üledékes vagy idős SiAl kérgi szennyezést jeleznek.

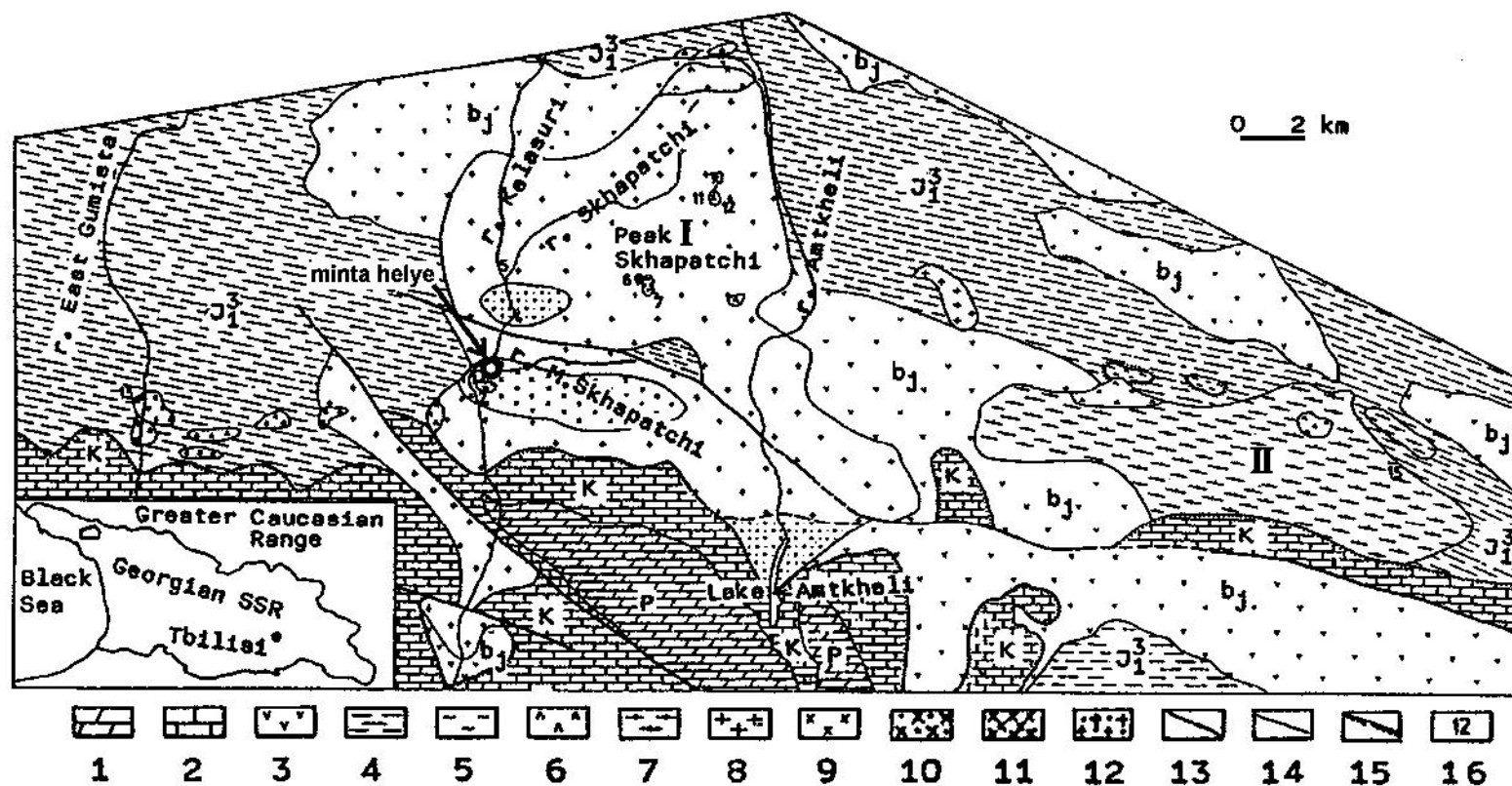
Haase és társai (1991) Rb/Sr módszerrel $164,3 \pm 2,0$ M év kort határoztak meg a Kelaszuri masszívumra, a különböző típusú kőzetek között szignifikáns korkülönbséget nem találtak. Méréseik szerint a Gorábi masszívum valamivel idősebb, s a két összlet azonos anyamagmából származik. Ellentétben a hasonló K/Ar és Rb/Sr korokkal, az U/Pb korok fiatalabbak. Bibikova és társai (1991) cirkonon 128 ± 2 M év kort mértek a Gorábi masszívumra, a kor pontos jelentését nem tudták megállapítani. Shcherbak és társai (1991) a Kelaszuri masszívum kőzetein végeztek U/Pb kormeghatározásokat, s határozott eltérést találtak a különböző kőzettípusok koradatai között. 155, 150, 160 és 145 M év korokat adnak meg a dioritra, gránitra, gránitporfírra és alaszkitra. A fiatal korértékeket a terület felemelkedése idején (kb. 130 M éve) történt U beépüléssel magyarázzák. Megjegyzem, a gránitporfíron mért koruk egészen jól közelíti a hidrotermálisan keletkezett csillámokon mért K/Ar koradatainkat.

Mindezen adatokat figyelembe véve, a muszkovit-szericiten mért $156,8 \pm 3,9$ M év kor az ércesedés minimális idejének tekinthető. Az ércesedés mindenképpen fiatalabb a gránitporfíron mért Rb/Sr kornál (166,8 - 162,7 M év, Vinogradov, 1991; Haase és társai, 1991), így az általunk mért kor valószínűleg hibahatáron belül egyezik az ércesedés korával.

8.5.1. Táblázat. A Kelaszuri masszívum hidrotermálisan elváltozott gránitporfírján mért K/Ar korok

Frakció	K %	K % átlag	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$		Kor M év $\pm \sigma$	Kor átlag
			$10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$	%		
A 0,1-0,15 mm	2,641	2,662	1,685	91,0	$156,0 \pm 4,7$	$156,7 \pm 4,4$
	2,682		1,700	84,7	$157,4 \pm 4,8$	
B <0,1 mm	2,047	2,020	1,300	87,7	$158,5 \pm 4,8$	$156,9 \pm 4,4$
	1,993		1,272	78,6	$155,2 \pm 4,8$	

Kőzetek; 13. törésvonalak; 14. rétegtani határ; 15. transzgresszió



8.5.1. Ábra. A Goráb-Kelazuri intruzív komplexum földtani térképe. I. – Kelazuri masszívum, II. Gorábi masszívum. 1. Paleogén üledékek; 2. Kréta üledékek; 3. Bajóci porfiros sorozat; 4. Liász üledékek; 5. Paleozoos metamorf kőzetek; 6 – 12 Az intruzív komplexum kőzetei; 6. gabbro; 7. dioritok; 8. gránitok; 9. gránitporfírok; 10. alaszkitok; 11. aplitok; 12. granofírok és hibrid

9. Összefoglalás

Dolgozatom célkitűzéseit, a benne tárgyalt földtörténeti problémákat, új műszeres és módszertani megoldásokat már a bevezetésben áttekintettem, az új eredményeket az egyes fejezetek végén is összefoglaltam röviden, téziseim tartalmazzák amelyeket a legjelentősebbeknek tartottam. Ebben az összefoglalásban más szempontok alapján szeretném áttekinteni a dolgozatomban foglalt munkát.

K/Ar földtani kor meghatározással Szalay Sándor akadémikus, az Atommagkutató Intézet igazgatója javaslatára kezdtem foglalkozni a 70-es évek elején. E munka célja nem egy adott földtani probléma megoldása volt, hanem a K/Ar módszer nyújtotta lehetőség kihasználása a földtörténeti kutatások területén. Ennek megfelelően az Atommagkutató Intézet nem törekedett önálló földtani kutatóbázis létrehozására, hanem az együttműködésre helyezte a hangsúlyt. Az utóbbi 35 év alatt ebben a szellemben tevékenykedtem, és dolgozatom is ennek megfelelően állítottam össze. Ez segítette elő sokoldalú bel- és külföldi kapcsolataink kiépülését, és tette lehetővé analitikai lehetőségeink igen jó kihasználását.

A földtörténeti kutatások mellett törekedtem újszerű műszeres és módszertani eljárások kidolgozására is a K/Ar módszer tökéletesítése, alkalmazhatóságának sokoldalúbbá és megbízhatóbbá tétele céljából. Az Ar mérés érzékenységeinek növelésére alkalmazott új megoldásom kb. egy nagyságrenddel csökkentette a nemesgáz-tömegspektrométer háttérét, ezáltal az Atommagkutató Intézet műhelyében készült tömegspektrométerünk $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mérésekre is alkalmassá vált. Javasoltam a helyzetérzékeny detektálás alkalmazását az Ar izotópok egyidejű, sokszorozóval történő mérésére. Egyszerű eszközt fejlesztettem ki, amely több mint egy nagyságrenddel egyenletesebbé tette a besugárzott térfogatban az atomreaktor integrált fluxusát.

Az általam (és a laboratóriumunkban) vizsgált földtörténeti problémák közül dolgozatomban nem foglalkozom kronosztratigráfiai kérdésekkel, mivel azokat kandidátusi értekezésemben elég részletesen tárgyaltam, és (terjedelmi és egyéb okokból) ősföldrajzi problémákkal sem.

Metamorfózis korviszonyait a Zempléni-szigethegység paleozoos kőzetein vizsgáltam, ahol kimutattam a metamorfózis variszkuszi és a felülbélyegzés kréta korát. A Veporidák magyarországi részén Sóshartyán-Szécsény térségében felső-kréta (93,5-87,4 M év), a Hont-1 fúrásban alsó-kréta (114 M év) korokat állapítottam meg a metamorfózis illetve a kiemelkedés idejére. A Soproni-hegységben a csillámpalák biotitja részben megőrizte a variszkuszi kort, emellett perm-triász metamorf eseményt is jelez, míg az alpi tektonikai események hatása teljesen alárendelt. Az alpi tektonotermális események idejét a gneiszek csillámai, főleg a fengit

mutatják (76-71 M év), de ekkor a muszkovit K/Ar rendszere csak veszített argontartalmából, a muszkovit K/Ar korát nullázó utolsó földtani esemény kora 200 M évnél nem lehetett fiatalabb. A Belső Dinaridákban vizsgálataim az eocén metamorfózis és az azt követő kiemelkedés jelentőségére derítettek fényt.

A kisfokú metamorfózis kutatása igen eredményes volt, bebizonyosodott, hogy a $< 2 \mu\text{m}$ méretű világos K-csillámok vizsgálata alkalmas a kisfokú és nagyon kisfokú metamorfózis kormeghatározására, és ennek a Pannóniai-medence – Kárpátok – Dinaridák térségében igen nagy jelentősége van. Az eredmények biztosabban értékelhetők, ha a vizsgálatok több szemcseméretre is kiterjednek. A dolgozatomban ismertetett vizsgálatok során variszkuszi (Nemeskolta – Takácsi-zóna), felső-jura (Bükk-hegység, Mellétei egység), alsó-kréta (Mellétei egység), középső- és felső-kréta (Mihályi-hátság, Bükk-hegység, Keleti-Bükk) korokat állapítottam meg a kisfokú átalakulás idejére.

Módszert dolgoztam ki a többlet Ar-t inhomogén eloszlásban tartalmazó bazaltokon mért, időnként félrevezető izokron korok felismerésére, s a megbízható kor meghatározására. Lényege, hogy a K- és Ar(ex)-tartalmak korrelációjára – ami hibás izokron kort eredményezhet – a K és Ar(atm) mérhető korrelációjából következtetek. Az atmoszférikus Ar-t hasonló és kis koncentrációban tartalmazó frakciókra illesztett izokron kor a legmegbízhatóbb.

Az alkálibazaltos vulkáni tevékenység kormeghatározása lehetővé tette a vulkanizmus jelentősebb fázisainak datálását Szlovákiában és Kelet-Ausztriában, megbízhatóbb adatokat kaptam e tevékenység kezdetére a Bakony – Balaton-felvidék területén (Tihany, Hegyestű).

Fuerteventura alapszintjének vizsgálata során megállapítottam, hogy az intenzív vulkáni tevékenység csak részben fiatalította meg az idősebb üledékes kőzetek korát, ez nyújt reményt a magmás működés kezdetének kormeghatározására. A vizsgálatok során kiderült, hogy hosszantartó fiatal magmás működés által okozott argonvesztéshez hasonló problémát jelent a többlet Ar jelenléte. A többlet Ar-t karbonátitok kalcitjában közvetlen méréssel is kimutattam.

A Caleta de la Cruz lelőhelyről begyűjtött szienitek vizsgálatával kimutattam, hogy ásványai a miocén elején Ar-t veszítettek, majd a földpátok K-Ar rendszere záródásának utolsó fázisában igen sok többlet Ar épült be, elsősorban a nefelinbe. A nefelin+földpát frakción és a nefelin feloldása után visszamaradt frakción $63,1 \pm 0,8$ M év illetve $64,2 \pm 0,8$ M év plató korokat mértem, ami az első radiometrikus bizonyítéka annak, hogy a magmás működés a kréta és a harmadidőszak határának közelében kezdődött.

Karbonátitból elválasztott biotit és földpát K/Ar és Ar/Ar mérésével kimutattam, hogy a karbonátitok az oligocén-miocén határ közelében nyomultak be.

Az úrkúti Mn-ércesedés területén a K-tartalmú oxidos ércen és a nem érces kőzeten mért korok egyaránt szórnak, de a nem érces kőzetek idősebbek. Egymás közeléből vett érces és nem érces minták datálásával kimutattam, hogy a fiatalabb korok nem egyes zónákhoz kötöttek, hanem a minták ásványos összetételétől függenek. A nem érces ásványok kora a leülepedés idejénél is lehet idősebb, tehát áthalmozott ásványokat is tartalmaz. A 4 legfiatalabb oxidos Mn-érc kora (91 - 95 M év) is csak minimális korként értelmezhető, de hibahatáron belül jól egyezik a Mn-érc és a Mn-érc oldási maradékán mért korokból kiszámolt kriptomelán korral (86 ± 15 M év), így ez az idő elfogadható a kriptomelán K/Ar koraként.

Kigázosítási kísérlettel kimutattam, hogy az Ar nehezebben távozik a kriptomelánból mint a nem érces kőzet K-tartalmú ásványaiból, amelyek főleg agyagásványok. Ennek alapján a kriptomelán K/Ar kora nem másodlagos kor, hanem a kriptomelán keletkezési korának tekinthető. Ez a kor az alpi hegységképződés ausztriai-szubherciniai fázisa során lezajlott tektonikai mozgások idejére esik.

A K/Ar és Ar/Ar kormeghatározási módszerek a ^{40}K radioaktivitásán alapulnak, a mért radiometrikus kor és a tényleges földtani kor viszonyát azonban e két elem különböző P-T, geokémiai és geodinamikai feltételek között mutatott mobilitása – tehát e két elem geokémiai tulajdonságai – határozzák meg. A geokémiában szokásos az adatok statisztikus értékelése. A geokronológiában ez csak akkor elfogadható, ha a mérési adatok szórása csak a mérési hibából ered, vagy ha a korviszonyok hozzávetőleges ismerete is elegendő. A radiometrikus korok különbségének mindig határozott oka van, egymáshoz közeli mintákon mért korok eltérése a nyomás vagy a geokémiai környezet eltérésére utal, s ezeknek az eltéréseknek a feltárása fontos információkkal szolgálhat.

Dolgozatom főleg olyan tanulmányokon alapul, ahol a radiometrikus korok jelentése rutinszerűen nem állapítható meg, s ezáltal alkalmasak a radiometrikus koradatok értékelésekor használt szempontok széles körének bemutatására, a sajátos geokronológusi gondolkodásmód szemléltetésére.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom mindazoknak, akik laboratóriumunk létrehozását és munkáját támogatták. Szalay Sándor akadémikus volt a kezdeményező. Tevékenységünk első évtizedében a Magyar Állami Földtani Intézet szakmai és anyagi támogatása indította el – Hámor Géza a miocén vulkanitok, Jámbor Áron a fiatal bazaltok területén – a rendszeres kutatómunkát. Nélkülözhetetlen volt Ravaszné Baranyai Livia petrográfusi segítsége és sokat jelentett Székyné Fux Vilma professzor asszony együttműködése.

A laboratórium műszereinek elkészítéséért és karbantartásáért Gál István, Móri Gyula és Domonyi András gépészmérnököknek és munkatársaiknak, az elektronikus problémák megoldásáért Paál András, Lakatos Tamás, Molnár József, Gál János, Sepsy Károly, Záborszky László és Kertész Zsolt kollégáknak, a vákuumtechnikai tanácsokért Berecz Istvánnak, Bohátka Sándornak és Langer Gábornak, az üvegtechnikai feladatok ellátásáért Túri Ferencnek tartozom köszönettel.

Az Ar/Ar módszer bevezetésével kapcsolatban a közetminták atomreaktoros besugárzásának megtervezésében és kivitelezésében Simonits András kollégámnak és barátomnak tanácsaiért és a fluxuselozlás meghatározásáért hálás köszönettel tartozom.

A laboratórium lehetőségeinek kihasználásában, bel- és külföldi kapcsolataink kiépítésében és ápolásában Pécskay Zoltán és Árva Ernőné munkatársaimtól kaptam értékes segítséget, a vegyésztechnikai munkák és ásványszeparálás területén Jakab Ildikó, Mizsák Anna, Nyika Ágnes és Tóth Sándorné munkája volt nélkülözhetetlen. Segítségüket ezúton is megköszönöm.

Földtörténeti problémákkal foglalkozó dolgozataim nem készülhettek volna el a tanulmányozott területeken dolgozó geológus kollégáim együttműködése nélkül.

A metamorfitok kronológiai kutatása során Dunkl István, Török Kálmán, Koroknai Balázs, Horváth Péter, Shah Wali Faryad, Jacob Pamić, Ladislav Palinkaš és Drazen Balen voltak partnereim és sokszor a téma kezdeményezői.

A kistekésű és nagyon kistekésű metamorfitok vizsgálatában elért eredmények, a K/Ar módszer lehetőségeinek feltárása elképzelhetetlen lett volna Árkai Péter kezdeményezése, munkája és állandó segítsége nélkül, mindezekért a folytatás reményében mondok köszönetet.

A szlovákiai bazaltok kutatásában állandó partnereim voltak Dionýz Vass, Vlastimil Konečný és Jaroslav Lexa, a Balaton-felvidék bazaltjain elért újabb kutatási eredményeim Németh Károly, Ulrike Martin, Tetsumaru Itaya, Hironobu Hyodo és Jan Wijbrans együttműködése nélkül nem

születtek volna meg, a kelet-ausztriai bazaltok korviszonyainak tisztázását nagyban segítette a Ravasz Csabával és Solti Gáborral kialakult együttműködésem. Köszönettel tartozom a Tihany vulkán kutatásának támogatásáért Horváth Ferencnek, a Hegyestű ásványos összetételének meghatározásáért Kovács Pálffy Péternek és Földvári Máriának.

Spanyol kapcsolataim kiépüléséért, Fuerteventura kutatásának lehetőségéért Pantó György akadémikusnak tartozom köszönettel, a sziget kutatásáról megjelent dolgozataim Ramón Casillas, Agustina Ahijado és Margarita Gutiérrez témaválasztása és együttműködése nélkül nem készültek volna el. Köszönöm Kiss Andreának a fuerteventurái szienitek ásványain végzett XRD vizsgálatokat.

Az úrkúti mangánércesedés kutatásának kezdeményezéséért Grasselly Gyula akadémikusnak, az értékes együttműködésért Tóth Máriának, Polgári Mártának és Szabó Zoltánnak tartozom köszönettel.

Dolgozatom összeállítása során nagy segítségemre voltak Árkai Péter, Dunkl István, Németh Károly, Viczián István, Koroknai Balázs, Vető István, Polgári Márta, Pécskay Zoltán és Császár Géza kritikai észrevételeikkel és tanácsaikkal.

A közel-külföldi magyar helynevek felkutatásában Szakáll Sándor és Papp Gábor osztották meg velem ismereteiket. Megköszönöm a dolgozatom összeállításában nyújtott segítségét Mikó Lajosnének, Gábor Miklósnének és Tóth Sándornének.

Az értekezésemben foglalt munka döntő részét és értekezésem összeállítását az 1180, 3002, T014961, T029897, T043344, M041434 és T060965 sz. OTKA projektek támogatták.

Bár a dolgozatomban leírt eredmények közvetlenül csak közleményeim egy részén alapulnak, közvetve azonban az itt nem tárgyalt munkáimból leszűrhető általános tapasztalataim is segítették megfogalmazásukat. Ezért köszönettel tartozom minden kollégámnak, akik társszerzőség vállalásával vagy egyéb módon támogatták munkámat.

Irodalom

- Abdel-Monem, A., Watkins, N. D., Gast, W. (1971): Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura and La Gomera. *Am. J. Sci.* **271** 490-521
- Aberth, W. (1981): An imaging detector system for mass spectrometry. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Phys.* **37** 379-382
- Ahijado, A., Hernández-Pacheco, A. (1990): Las rocas ultramáficas alcalinas del Jable de Salinas, Fuerteventura, Islas Canarias. *Rev. Soc. Geol. Esp.* **3** 275-287
- Altaner, S. P., Ylagan, R. F. (1997): Comparison of structural models of mixed-layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays Clay Minerals* **45** 517-533
- Ancochea, E., Brändle, J. L., Cubas, C. R., Hernán, F., Huertas, M. J. (1996): Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **70** 183-204
- Árkai, P. (1983): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta Geol. Hung.* **26** 83-101
- Árkai, P. (1991): Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metam. Geol.* **9** 723-734
- Árkai, P. (2002): Phyllosilicates in Very Low-Grade Metamorphism: Transformation to Micas. In: Mottana, A., Sassi, F. P., Thompson, J. B., Jr., Guggenheim, S. (eds.): *Micas: Crystal Chemistry & Metamorphic Petrology. Reviews in Mineralogy & Geochemistry V. 46* Mineralogical Soc. Am., Washington – Accademia Naz. dei Lincei, Rome, 463-478
- Árkai, P., Balogh, Kad. (1989): The age of metamorphism of East Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar dating of K-white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. *Acta Geol. Hung.* **32/1-2** 131-147
- Árkai, P., Balogh, Kad., Demény, A., Fórizs, I., Nagy, G., Máthé, Z. (2000b): Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. *Acta Geol. Hung.* **43/4** 351-378
- Árkai, P., Balogh, Kad., Dunkl. I. (1995a): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. *Geol. Rundsch.* **84** 334-344
- Árkai, P., Balogh, Kad., Frey, M. (1997): The effect of tectonic strain on crystallinity, apparent mean crystallite size and lattice strain of phyllosilicates in low-temperature metamorphic rocks. A case study from the Glarus overthrust, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **77** 27-40
- Árkai, P., Faryad, S. W., Vidal, O., Balogh, Kad. (2003b): Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications on phyllosilicate characteristics. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* **92** 68-85
- Árkai, P., Ferreiro-Mählmann, R., Suchý, V., Balogh, Kad., Sýkorova, I., Frey, M. (2002): Possible effects of tectonic shear strain on phyllosilicates: a case study from the Kandersteg area, Helvetic domain, Central Alps, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **82** 273-290

- Árkai, P., Horváth, Z. Á., Tóth, M. N. (1987): Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: Mineral assemblages, illite crystallinity, -b₀ and coal rank data. *Acta Geol. Hung.* **30** 153-175
- Árkai, P., Lelkes-Felvári, Gy. (1987): Very low- and low-grade metamorphic terranes in Hungary. In: Flügel, H. W., Sassi, F. P., Grecula, P. (Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. *Mineralia Slovaca – Monography*, Alfa, Bratislava, 51-68
- Árkai, P., Mata, M. P., Giorgetti, G., Peacor, D. R., Tóth, M. (2000a): Comparison of diagenetic and low-grade metamorphic evolution of chlorite in associated metapelites and metabasites: An integrated TEM and XRD study. *J. Metamor. Geol.* **18** 531-550
- Árkai, P., Merriman, R. J., Roberts, B., Peacor, D. R., Tóth, M. (1996): Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: Comparison of XRD and TEM data for diagenetic and epizonal pelites. *Eur. J. Mineral.* **8** 1119-1137
- Árkai, P., Sassi, F. P., Desmons, J. (2003a): A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 5. Very low- to low-grade metamorphic rocks. Recommendation by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version of 1/3/2003. 1-12., www.bgs.ac.uk/SCMR/Products
- Árkai, P., Sassi, F. P., Sassi, R. (1995b): Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: A more reliable geothermometric tool for monitoring low- to very low-grade metamorphism in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *Eur. J. Mineral.* **7** 1115-1128
- Árkai, P., Tóth, M. (1983): Illite crystallinity: Combined effects of domain size and lattice distortion. *Acta Geol. Hung.* **26** 341-358
- Arnaud, N. O., Kelley, S. P. (1995): Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ⁴⁰Ar-³⁹Ar technique. *Contrib. Mineral. Petrol.* **121** 1-11
- Árva-Sós E., Balogh Kad., Ravasz-Baranyai L., Ravasz Cs. (1987): Mezozoós magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. *MÁFI Évi Jel.* 1985-ről, 295-307
- Bagge, L., Danared, H., Ehrnstén, K., Herrlander, C. J., Hilke, J., Nilsson, A., Rensfelt, K. G. (1993): The ultra high vacuum system of CRYRING. *Vacuum* **44/5-7** 497-499
- Balázs, E. (1975): Paleozoic formations of the Little Plain basement. *Földt. Kut.* **18/4** 17-25
- Balen, D., Schuster, R., Garašić, V. (2001): A new contribution to the chronology of Mt. Moslavačka Gora (Croatia). *PANCARDI Congr.*, 2001, Sopron, Hungary. Abstracts II. **DP-2**. Geodet. Geophys. Res. Inst. Hung. Acad. Sci.
- Bali, E., Szabó, Cs., Vaselli, O., Török, K. (2002): Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. *Lithos* **61** 79-102
- Balla, Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geol. Hung.* **31** 53-63
- Balogh Kad. (1984): A K/Ar földtani kormeghatározási módszer hazai bevezetése és alkalmazásának eredményei. *Kand. Ért.*, MTA ATOMKI, Debrecen, p. 104.
- Balogh Kad. (1995): K/Ar study of the Tihany Volcano, Balaton Highland, Hungary. Report on the work supported by the European Community in the frame of program 'Integrated Basin Studies', Institute of Nuclear Research, Hungarian Acad. Sci., Debrecen, p. 12
- Balogh Kad. (1999): K/Ar módszeres földtörténeti kutatások, a módszer alkalmazási lehetőségeinek kiterjesztése. Zárójelentés a T 014961 sz. OTKA projektről (1995-1998). MTA ATOMKI, Debrecen, p. 20
- Balogh Kad. (2001): Földtani kormeghatározás és izotóp-geokémia. *Magyar Kémiai Folyóirat – Kémiai Közlemények* **107/10** 433-438

- Balogh Kad. (2006): Metamorfózis és tektonikai folyamatok korviszonyainak, a Tethys fejlődésének és a kapcsolódó magmás tevékenységnek a kutatása elsősorban a Kárpát-Balkán térségben. Fluidumok hatásának vizsgálata a K/Ar és Ar/Ar korokra. T 43344 OTKA projekt (2003-2005) zárójelentése.
- Balogh Kad., Árva Ernőné (1974): Jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet és az MTA Atommag Kutató Intézete között létrejött alvállalkozói kutatási szerződés keretében 1974-ben végzett K-Ar kormeghatározásokról. Kézirat, MÁFI - ATOMKI Irattár, p. 4
- Balogh Kad., Árva Ernőné, (1976): Jelentés a MÁFI és ATOMKI között létrejött szerződés keretében 30 db kőzet- ill. ásványminta K/Ar korának meghatározásáról. MÁFI-ATOMKI irattár, p. 9
- Balogh Kad., Árva Ernőné, Sámsoni Z. (1974): Jelentés az OKGT és az ATOMKI között létrejött 73 21 69 15 074 sz. szerződés keretében a Nagyalföldi Kutató és Feltáró Üzem működési területéről származó kőzetmintákon végzett radiometrikus kormeghatározásokról. OKGT-ATOMKI irattár, p. 9
- Balogh Kad., Árváné Sós E., Pécskay Z. 1985: Magmás kőzetminták K/Ar kormeghatározása. 4212/85 sz. Kut. jel. a MÁFI részére, MTA ATOMKI p. 21
- Balogh Kad., Árva-Sós E., Pécskay Z. (1983): A Kőszegi-hg környékéről származó metamorfitek vizsgálata. In: 3803/83 sz. Kut. Jel. a MÁFI részére, p.18
- Balogh Kad., Árva-Sós E., Pécskay Z. (1989a): Mezozoos és neogén magmás kőzetek K/Ar kronológiai vizsgálata. Kut. Jel. A MÁFI részére, p. 9
- Balogh Kad., Árva-Sós E., Pécskay Z., Ravasz-Baranyai L. (1986): K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. Acta Mineral. Petrogr., Szeged **28** 75-94
- Balogh Kad., Árva-Sós, E. (1979): Néhány hazai kőzet K/Ar kora. 3206/79. sz. Kut. Jel. a MÁFI részére, Irattár, MÁFI - ATOMKI, p. 7
- Balogh Kad., Jámbor Á., Partényi Z., Ravasz-Baranyai L., Solti G. (1982): A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. MÁFI Évi Jel. 1980-ról. 243-260
- Balogh Kad., Lobitzer H., Pécskay Z., Ravasz Cs., Solti G. (1990): Kelet-stájerországi és burgenlandi terciér vulkanitok K/Ar kora. MÁFI Évi Jel. 1988-ról **Vol. 1** 451-468
- Balogh, Kad. (1997): On use of SAES St 707 strips for reduction of background lines in a noble gas mass spectrometer. Extended abstracts of 7th Joint Vacuum Conference of Hungary, Austria, Croatia and Slovenia, 1997., Debrecen, Hungary, 257-258 Kossuth University, Debrecen
- Balogh, Kad. (2002): Sensitivity of the ^{40}Ar - ^{39}Ar method: new possibilities and limitations. Geol. Carp. **53** Spec. Issue, **CD**, Proc. 17th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., Bratislava, 1-6
- Balogh, Kad., Ahijado, A., Casillas, R., Fernandez, C. (1999): Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. J. Volcanol. Geotherm. Res. **30** 81-101
- Balogh, Kad., Árva-Sós, E., Ravasz-Baranyai, L. (1980): Potassium-argon dating of Mesozoic and Tertiary volcanites in Hungary. In: Proc. 11th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., Kiev, 1977, Vol.: Magmatism and Metamorphism, Naukova Dumka, Kiev 28-37
- Balogh, Kad., Dunkl, I. (1994): K/Ar dating of metamorphic rocks from the Sopron Mts., Lower Austro-Alpine Unit, Hungary. Preprint of Conference: Pre-Alpine Crust in Austria S 47 - GEO, 1994, Krems, Austria, Mitt. Österr. Miner. Ges. **139** 26 - 27
- Balogh, Kad., Dunkl, I. (1998): K-Ar and Ar-Ar dating of the Sopron Mts., Eastern Alps, Hungary. 16th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., 1998, Vienna, Austria, Abstracts, Geol. Survey Austria, p. 58

- Balogh, Kad., Dunkl, I. (2001): Dating of metamorphic and tectonic events in the Sopron Mts., Eastern Alps, Hungary. Abstracts II. Ádám, A., Szarka, L., Szendrői, Judit (eds.) **P2** MTA Geod. Geofiz. Kut. Int., Sopron
- Balogh, Kad., Dunkl, I. (2005): Argon and fission track dating of Alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): thermochronology or mineral growth? *Mineralogy and Petrology* **83** 191-218
- Balogh, Kad., Ebner, F., Ravasz, Cs. with contribution by P. Herrmann, H. Lobitzer, G. Solti. (1994b): K/Ar-Alter tertiäre Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. In: Lobitzer, H., Császár, G. & Dauer, A. eds.: Jubileumschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn **V. 2**. Geologische Bundesanstalt, Wien, 55-72
- Balogh, Kad., Itaya, T., Németh, K., Martin, U., Wijbrans, J., Thanh, N. X. (2005): Study of controversial K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: A progress report. *Mineralia Slovaca* **37** 298 - 300
- Balogh, Kad., Jámbo, Á., Partényi, Z., Ravasz-Baranyai, L., Solti, G., Nusszer, A. (1983): Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary. *Ann. Inst. Geol. Geof. "A", Bucharest*, **61** 365-373
- Balogh, Kad., Konečný, V., Lexa, J. (2000): K/Ar dating of High Alumina Basalts in the Central Slovakia Volcanic Field. *Vijesti Hrvatskoga Geolškog Društva* **37/3** PANCARDI 2000, Dubrovnik, Croatia, 19-20
- Balogh, Kad., Konečný, V., Orlický O., Lexa, J., Vass, D. (1996): Method, experiences and results of K-Ar dating in central and southern Slovakia. *Acta Geol. Hung.* **39** Suppl. (Isotope Workshop III), 8-11
- Balogh, Kad., Mihaliková, A., Vass, D. (1981): Radiometric dating of basalts from Southern and Central Slovakia. *Zap. Karp., Ser. Geol.* **7** 113-126
- Balogh, Kad., Németh, K. (2005): Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. *Geol. Carp.* **56/1** 91-99
- Balogh, Kad., Palinkaš, A. L., Bermanec, V. (1999b): Alpine retrogressive metamorphism dated by K/Ar and Ar/Ar methods on hyalophane, central Bosnia. 77. Jahrestagung Deutsche Mineralogische Gesellschaft, 1999, Wien, *Berichte der Deutsche Mineralogischen Gesellschaft* **11/1** 24
- Balogh, Kad., Pécskay, Z. (2001): K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geol. Hung.* **44/2-3** 281-299
- Balogh, Kad., Ravasz-Baranyai, L., Duda, O., Togonidze, M. (1991): Dating of Ore Mineralization in the Kelasuri Massif, Great Caucasus, Georgia, U.S.S.R. *Chem. Erde* **51** 107-108
- Balogh, Kad., Ravasz-Baranyai, L., Nagy-Melles, M., Vass, D. (1989b): Interpretation of K/Ar ages of young basalts: Methods for eliminating unreliable ages. Ext. Abstr. 14th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., 1989, Sofia, 1182-1185
- Balogh, Kad., Simonits, A. (1998a): Improvements in experimental techniques of Conventional K/Ar and Ar/Ar Geochronological methods. *Rapid. Commun. Mass Spectrom.* **12** 1769-1770
- Balogh, Kad., Simonits, A. (1998b): Experimental setup for Ar-Ar dating in Hungary. Proc. 16th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., Vienna, Abstracts, Geol. Survey Austria, p. 60
- Balogh, Kad., Vass, D., Ravasz-Baranyai, L. (1994a): K/Ar ages in the case of correlated K and excess Ar concentrations: A case study for the alkaline olivine basalt of Šomoška, Slovak-Hungarian frontier. *Geol. Carp.* **45/2** 97-102

- Balogh, Kálmán, Körössy, L. (1974): Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas. In: Mahel', M. (ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Geol. Inst. of Dionýz Štúr, Bratislava, 391-403
- Barrera, J. L., Fernández Santín, S., Fúster, J. M., Ibarrola, E. (1986): Ijolitas–sienitas–carbonatitas de los Mazicos del Norte de Fuerteventura. Bol. Geol. Min. **92-94** 309-321
- Bay Z. (1938): Elektronsokszorozó mint elektronszámláló. In: Akadémiai Értesítő **LVII**, 533 (levelező tag székfoglaló értekezés).
- Bay, Z. (1938): Electron-Multiplier as an Electron-Counting Device. Nature **141** 1011
- Beke, D. L. (1999): General introduction. In: W. Martienssen (ed. in chief): Landolt Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. New Series. Group III. (Condensed Matter), **V. 33** Beke, D. L. (ed): Subvolume **B1**: Diffusion in Non-Metallic Solids (Part 1), pp. 1/1 - 1/21, Springer.
- Belak, M., Pamić, J., Kolar-Jurkovšek, T., Pécskay, Z., Karan, D. (1995): Regionally metamorphosed complex of Medvednica Mt. (NW Croatia). 1st Croatian Congr. Proc., Opatija, **1** 67-70. (in Croatian).
- Benvenuti, C., Caseneuve, J. M., Chiggiato, P., Cicoira, F., Escudeiro Santana, A., Johanek, V., Ruzinov, V., Fraxedas, J. (1999): A novel route to extreme vacua: the non-evaporable getter thin film coating. Vacuum **53** 219-225
- Benvenuti, C., Chiggiato, P. (1993): Obtention of pressures in the 10^{-14} torr range by means of a Zr-V-Fe non evaporable getter. Vacuum **44** 511-513
- Benvenuti, C., Chiggiato, P., Cicoira, F., Ruzinov, V. (1998): Decreasing surface outgassing by thin film getter coatings. Vacuum **50** 57-63
- Berka, R., Schmidt, R., Schuster, R., Frank, W. (1998): Hercynian and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement units. Mitt. Österr. Miner. Ges. **143** 242-245
- Bibikova, E. V., Gracheva, T. V., Makarov, V. A., Togonidze, M. G., Terets, G. Ya. (1991): U-Pb Isotopic Age of Zircons from Quartz Diorites, Gorabi Massif, NW Great Caucasus (U.S.S.R.). Chem. Erde **51** 100-102
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J. W., Lorenc, M. P., Zagozdzon, P. (2002b): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and Palaeomagnetic Data from Early Miocene Basaltic Rocks Near Jawor, Fore-Sudetic Block. Annales Societatis Geologorum Poloniae. **V.72** 241-253
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z. (2002a): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali Basaltic Rocks of the Opole Region. Bulletin of the Polish Academy of Sciences Earth Sciences **V. 50/1** 31- 50
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J. W., Lorenc, M. P., Zagozdzon, P. (2002c): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and Palaeomagnetic Data from Neogene Basanites Near Ladek Zdrój, Sudetes Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, **V. 72** 119-129
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagozdzon, P.P. (2004): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from late Oligocene to early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. Annales Societatis Geologorum Poloniae **V. 74** 1-19
- Bonhomme, M. G., Salot, P., Pinault, Y. (1980): Interpretation of potassium-argon isotopic data related to metamorphic events in South-Western Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **60** 81-98
- Borsy, Z., Balogh, K., Kozák, M., Pécskay, Z. (1986): Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. Acta Geogr. Debrecina **23** 79-104

- Boundy, T. M., Hall, C. M., Li, G., Essene, E., Halliday, A. N. (1997): Fine scale isotopic heterogeneities and fluids in deep crust: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation and TEM study of muscovites from a granulite-eclogite transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148** 223-242
- Brereton, N. R. (1970): Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *Earth Planet. Sci. Lett.* **8** 826-829
- Buda, Gy. (1985): Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése. Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáin. Kandidátusi értekezés. ELTE, Budapest.
- Burkhard, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonic et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.* **81** 63-114
- Cambel, B., Král, J. (1989): Isotopic geochronology of the Western Carpathian crystalline complexes: the present state. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.* **40** 387-410
- Cantagrel, J. M., Fúster, J. M., Pin, C., Renaud, U., Ibarrola, E. (1993): Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura. *C. R. Acad. Sci. Paris* **316** 1147-1153
- Carrico, J. P., Johnson, M. C., Somer, T. A. (1973): Position-sensitive charged particle detector for a miniature Mattauch-Herzog mass spectrometer. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Phys.* **11** 409-415
- Carslaw, H. S., Jäger, J. C. (1959): Conduction of heat in solids. 2nd ed. Clarendon, Oxford Univ. Press, p. 510
- Casillas, R., Ahijado, A., Hernández-Pacheco, A. (1994): Zonas de cizalla ductil en el Complejo Basal de Fuerteventura. *Geogaceta* **15** 117 - 120
- Chakraborty, S., Rubie, D. (1996): Mg tracer diffusion in aluminosilicate garnet at 750-850 °C, 1 atm. and 1300 °C, 8.5 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122** 406-414
- Chester, R., Hughes, J. (1967): A chemical technique for the separation of ferro-manganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments. *Chem. Geol.* **2** 249-262
- Clauer, N., Chaudhuri, S., Kralik, M., Bonnet-Courtois, Ch. (1993): Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite. *Chem. Geol.* **103** 1-16
- Clauer, N., Kröner, A. (1979): Strontium and argon isotopic homogenization of pelitic sediments during low-grade regional metamorphism: the Pan-African Upper Damara Sequence of Northern Namibia (South West Africa). *Earth Planet. Sci. Lett.* **43** 117-131
- Coello, J., Cantagrel, J. M., Ibarrola, E., Jamond, C., Hern, N. F., Fúster, J. M., Ancochea, E., Casquet, C., Diaz de Teran, J. R., Cendrero, A. (1992): Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **53** 251-274
- Cvetković, V., Prelević, D., Downes, H., Jovanović, M., Vaselli, O., Pécskay, Z. (2004): Origin and geodynamic significance of Tertiary postcollisional basaltic magmatism in Serbia (central Balkan Peninsula), *Lithos* **73** 161-186
- Cseh-Német, J., Konda, J., Grasselly, Gy., Szabó, Z. (1980): Sedimentary ore deposits of Hungary. In: Varentsov, I. M. és Grasselly, Gy. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*. Vol. 2. Akad. Kiadó, Budapest, 199-221
- Csontos, L. (1988): Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: la massif Bükk (NE de la Hongrie) (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). These Doctorat Univ. Sci Tech Lille Flandres-Artois, Lille, p. 327
- Csuhrov, F. V., Sanyin, L. L., Jermilova, L. P. (1965): On the possibility of the determination of absolute ages of Mn ores with K content. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* **2** 3-6 (in Russian).

- Dallmeyer, R. D., Neubauer, H., Fritz, H., Putiš, M. (1993): Variscan vs Alpine tectonothermal evolution within the Eastern Alps and Western Carpathians, Austria-Slovakia. In: Proc. PAEWCRC Conf, Sept. 1993, Stará Lesná, Slovakia. Geol. Carp. **44** 255-256
- Dallmeyer, R.D., Handler, R., Neubauer, F., Fritz, H. (1998): Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps. Journal of Geology **106** 71-86
- Dalrymple, G. B., Alexander, E. C., Jr., Lanphere, M. A., Kraker, G. P. (1981): Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 1176
- Demény, A., Embey-Isztin, A. (1997): A dunántúli peridotit xenolitok karbonátjainak eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján. Földt. Közl. **127/3-2** 371-383
- Demény, A., Sharp, Z. D., Pfeifer, H. R. (1997): Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. Contributions to Mineralogy and Petrology **128** 247-260
- Demény, A., Vennemann, T. W., Hegner, E., Ahijado, A., Casillas, R., Nagy, G., Homonnay, Z., Gutierrez, M., Szabó, Cs. (2004): H, O, Sr, Nd and Pb isotopic evidence for recycled oceanic crust in the transitional volcanic group of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. Chem. Geol. **205** 37-54
- Devitt, E., Armstrong, R. L., Sutter, J. F., Zartman, R. E. (1984): U-Th-Pb, Rb-Sr, and Ar-Ar mineral and whole rock isotope systematics in a metamorphosed granitic terrain, southeastern California. Geol. Soc. Am. Bull. **95** 723-739
- Dobosi, G., Downes, H., Matthey, D., Embey-Isztin, A. (1998): Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian basin: evidence for an O-isotopically heterogeneous upper mantle beneath a subduction influenced area. Lithos **42** 213-223
- Dobosi, G., Fodor, R. V., Goldberg, S. A. (1995): Late Cenozoic alkali basalt magmatism in northern Hungary and Slovakia: petrology, source composition and relationships to tectonics. Acta Vulcanol. **7** 199-207
- Dodson, M. H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contr. Miner. Petrol. **40** 259-274
- Dong, H. (2005): Interstratified Illite-Smectite: A Review of Contributions of TEM Data to Crystal Chemical Relations and Reaction Mechanisms. Clay Science **12** Supplement 1 6-12
- Dong, H., Kostka, J. E., Kim, J. (2003): Microscopic evidence for microbial dissolution of smectite. Clays Clay Minerals **51/5** 502-512
- Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M. F. (1992): Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hungary: Evidence for an association between enrichment and deformation in the mantle. Contrib. Miner. Petrol. **109** 340-354
- Draganits, E. (1996): Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich).- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, p. 151
- Draganits, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **141** 113-146
- Dudaui, O. Z., Togonidze, M. G., Chernyshev, I. V., Gerstenberger, H. (1991): The Gorab-Kelasuri Intrusive Complex in the Transcaucasus: Geological Setting, Petrology and K-Ar Ages of Biotites. Chem. Erde **51** 82-86
- Dunkl, I. (1993): Thermochronological investigations of bore cores. Kut.Jel., MTA GKL, Budapest

- Eberl D. D., Środoń, J., Kralik, M., Taylor, B. E., Peterman, Z. E. (1990): Ostwald Ripening of Clays and Metamorphic Minerals. *Science* **248** 474-477
- Eberl D., Hower, J. (1977): The hydrothermal transformation of sodium and potassium smectite into mixed-layer clay. *Clays Clay Minerals* **25** 215-227
- Eberl D. D. (1993): Three zones for illite formation during burial diagenesis and metamorphism. *Clays Clay Mineral.* **41** 26-37
- Edelstein, O., Pécskay, Z., Kovács, M., Bernad, A., Crihan, M., Micle, R. (1993): K-Ar age of the basalts from the Firiza zone (Gutii Mts., East Carpathians, Romania). *Rev. Roum. Geol.* **37** 37-41
- Embey-Isztin A. (1976): Felsőköpeny eredetű lherzolit zárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitós vulkanizmus közeteiben. *Földt. Közl.* **106** 42-51
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G. (1995): Mantle source characteristics for Miocene-Pliocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. *Acta Vulcanologica* **7/2** 155-166
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G., Altherr, R., Meyer, H. P. (2001a): Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. *Tectonophysics* **331** 285-306
- Embey-Isztin, A., Downes, H., Dobosi, G. (2001b): Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: an overview. *Acta Geol. Hung.* **44/2-3** 259-280
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A., Harmon, R. S., Scharbert, H. G. (1993): The petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal. Petrol.* **34, part 2** 317-343
- Embey-Isztin, A., Scharbert, H. G., Dietrich, H., Poultidis, H. (1990): Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. *Min. Mag.* **54** 463-483
- Erdelbrock, K. (1994): Diagenese und schwache Metamorphose im Helvetikum der Ostschweiz (Inkohlung und Illit "Kristallinität"). PhD thesis Rhein-Westf. Techn. Hochschule, Aachen, p. 219.
- Evernden, J. F., Curtis, G. H., Kistler, R. W., Obradovich, J. (1960): Argon diffusion in glauconite, microcline, leucite and phlogopite. *Am. J. Sci.* **258** 583-604
- Faryad, S. W., Balogh, K. (2002): Variscan pegmatite and K-Ar and Ar-Ar dating from basement rocks of the Zemplin Unit, Western Carpathians. *Acta Geol. Hung.* **45/2** 193-205
- Faryad, S. W., Henjes-Kunst, F. (1997): K-Ar and Ar-Ar age constraints of the Meliata blueschist facies rocks, the Western Carpathians (Slovakia). *Tectonophysics* **280** 235-240
- Faryad, S.W. (1995): Geothermometry of metamorphic rocks from the Zemplinicum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carp.* **46/2** 113-123
- Faryad, S.W., Vozárová, A. (1997): Geology and metamorphism of the Zemplinicum basement unit (Western Carpathians). In: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca-Monograph*, Bratislava, 351-358
- Fejfar, O., Heinrich, W. D. (1987): On the biostratigraphical division of Late Cainozoic in Europe on the basis of Murids and Cretetids (Rodentia, Mammalia). *Čas. Mineral. Geol.* **32/1** Praha, 1-16
- Feraud, G., Giannerini, G., Campredon, R., Stillman, C. J. (1985): Geochronology of some canarian dyke swarms: contribution to the tectonic evolution of the archipelago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **25** 29-52
- Fernández, C., Casillas, R., Ahijado, A., Perelló, V., Hernández-Pacheco, A. (1997): Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Struct. Geol.* **18** 1-17

- Finger, F., Faryad, S.W. (1999): A Variscan monazite age from the Zemplin basement (eastern Western Carpathians). *Acta Geol. Hung.* **42/3** 301-307
- Fitch F. J., Miller J. A., Hooker P. J. (1976): Single whole rock K-Ar isochrons. *Geol. Mag.* **111** 1-10
- Flügel, H. W. (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. *Mitt. Österr. geol. Ges., Wien* **71/72** 25-36
- Földvári M., Kovács Pálffy P., Pécskay Z. (2005): Csillásmásványok finomszerkezeti vizsgálata K-Ar radiometrikus kormeghatározásra való alkalmasság céljából. A T 034227 sz. OTKA téma zárójelentése. p. 43
- Földvály M., Balogh K. (1984): K/Ar kormeghatározások módszertani elemzése magyarországi glaukonitos üledékeken. *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1982-ről. 479-489
- Frank, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpines. *Iber.* 1982, Hochschulschwerpkt. Graz, **S 15** 249-262
- Frank, W., Kralik, M., Scharbert, S., Thöni, M., (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. In: Flügel, H.W. and Faupl, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. F. Deuticke, Wien, 272-281
- Frank, W., Lelkes-Felvári, Gy., Dunkl. I. (1996): Thermal history of Austroalpine basement rocks of the borehole Fetrőrákos-1004, Western Hungary. In: Dudich, E., Lobitzer, H. eds.: *Advances in Austrian-Hungarian joint Geological Research*, Budapest, MÁFI, 177-195
- Frank, W., Stettler, A. (1979): K-Ar and ^{39}Ar - ^{40}Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* **59** 375-394
- Frey, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **66** 13-27
- Frey, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey, M. (ed.): *Low temperature metamorphism*. Blackie, Glasgow, 9-58
- Frey, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **68** 171-183
- Frey, M., Ferreiro-Mählmann, R. (1999): Alpine metamorphism of the central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79** 135-154
- Fúster, J. M., Aguilar, M. (1965): Nota pervia sobre la geología del Macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estud. Geol.* **21** 181-197
- Fúster, J. M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E., Lopez Luiz, J. (1968): Geología y volcanología de las Islas Canarias - Fuerteventura. Instituto 'Lucas Mallada'. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid p. 239
- Fúster, J. M., Muñoz, M., Sagredo, J., Yébenes, A., Bravo, T., Hernández-Pacheco, A. (1980): Excursión no. 121 A + c del 26° I.G.C. a las Islas Canarias. *Bol. Inst. Geol. Min. España* **92(2)** 351-390
- Fülöp, J. (1990): Magyarország geológiája. Paleozoikum I. *Hung. Geol. Inst.*, p. 325
- Fülöp, J., Brezsnyánszky, K., Haas, J. (1987): The new map of basin basement of Hungary. *Acta Geol. Hung.* **30/1-2** 3-10
- Fülöp, J., Dank, V. és társai (1985): Geological Map of Hungary without the Cenozoic formations (1:500 000). *Hung. Geol. Inst.*, Budapest
- Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Akadémia Kiadó, Budapest, p. 447
- Gadó, J., Rosta, L., Vidovszky, I. (eds.) (1998): Budapest Neutron Centre, Progress Report 1994-1997, KFKI, Budapest.
- Galács, A., Vörös, A. (1972): A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. *Földt. Közl.* **102** 122-135
- Ganguly, J. (2002): Diffusion kinetics in minerals: Principles and applications to tectono-metamorphic processes. In: Gramaccioli, C. M. (ed): *Energy modelling in minerals*.

- 271-309. Papp, G. és Weiszbürg, T. (series eds.): EMU Notes in Mineralogy 4, Eötvös Univ. Press, Budapest
- Gastési, P. (1969): El complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura, (Islas Canarias). Estudio Petrológico. Estud. Geol. **25** 1-51
- Géczy B. (1968): Felső-liász Ammonoideák Úrkútról. Földt. Közl. **98** 218-226
- Géczy, B. (1972): The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. Ann. Univ. Sci. R. Eötvös (Budapest). Sect. Geol. **16** 99-114
- Giletti, B. J. (1974): Studies in diffusion I.: Argon in phlogopite mica. In: Hofmann, A. W., Giletti, B. J., Yoder, H. S. Jr., Yund, R. A. (eds.): Geochemical transport and kinetics. 107-115. Carnegie Inst. Wash. Publ. 634
- Giletti, B. J., Tullis, J. (1977): Studies in diffusion. IV. Pressure dependence of Ar diffusion in phlogopite mica. Earth Planet. Sci. Lett. **35** 180-183
- Graham, D. H., Hoernle, K. A., Lupton, J. E., Schminke, H. U. (1996): Helium isotope variations in volcanic rocks from the Canary Islands and Madeira (Abstract) Shallow level Processes in Ocean Island Magmatism: Distinguishing Mantle and Crustal Signatures, Chapman Conference, Tenerife.
- Grasselly, Gy., Balogh, Kad., Tóth, M., Polgári, M. (1994): K/Ar age of manganese oxide ores of Úrkút, Hungary: Ar retention in K-bearing minerals. Geol. Carp. **45/6** 365-373
- Grasselly, Gy., Pantó, Gy. (1988): Rare Earth Elements in the manganese deposit of Úrkút (Bakony Mountains, Hungary). Ore Geol. Rev. **4** 115-124
- Grecula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Varga I. (1981): Geology of the borderland between the West and East Carpathians in the work of Jan Slávik. In: P. Grecula (Ed.): New data, correlations and problems. Seminary "Geological days of Jan Slavik. Spec. Issue of Slovak Geological Survey. 17-32 (in Slovak)
- Gromet, L. P. (1991): Direct dating of deformational fabrics. In: Heaman, L., Ludden, J. N. (eds): Short Course Handbook on Application of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. Mineral. Ass. Canada, Toronto, 167-189
- Grunau, H. R., Lehner, P., Cleintor, M. R., Allenbach, P., Baker, G., (1975): New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea). In: Borradaile, G. J., Ritserna, A. R. és Simon, O. J. (eds): Progress in Geodynamics. R. Neth. Acad. Arts. Sci. Nirth Holland, Amsterdam, 90-118
- Gutiérrez, M. (2000): Estudio petrologico, geoquímico y estructural de la serie volcánica submarina del complejo basal de Fuerteventura (Islas Canarias): Caracterización del crecimiento submarino y de la emersión de la isla (PhD Thesis): La Laguna, Universidad La Laguna p. 533
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J. R., García-Navarro, E. (2006): The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Ilands: A model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. Geol. Soc. Am. Bull. **118/7-8** 785-804
- Haase, G., Bielicki, K. H., Gerstenberger, H., Habedank, M., Hiller, H. (1991): Rb-Sr and Pb-Pb Isotope Systematics of Igneous Rocks from the Kelasuri and Gorabi Massifs, NW Caucasus, Abchasia, U.S.S.R. Chem. Erde **51** 90-92
- Hames, W. E., Bowring, S. A. (1994): An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. Earth Planet. Sci. Lett. **124** 161-167
- Hames, W. E., Cheney, J. T. (1997): On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. Geochem. Cosmochem. Acta **61** 3863-3872
- Hanes, J. A. (1991): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology: methods and applications. In: Haeman, L., Ludden, J. N. : Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology. Mineral. Ass. Canada, Toronto, 27-57

- Harangi, R., Harangi, Sz. (1995): Volcanological study of the Neogene basaltic volcano Sághegy (Little Hungarian Plain Volcanic Field, Western Hungary). *Acta Vulcanol.* **7/2** 189-197
- Harangi, Sz. (2001): Neogene magmatism in the Alpine–Pannonian Transition Zone - a model for melt generation in a complex geodynamic setting. *Acta Vulcanol.* **13** 25-39
- Harangi, Sz., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabó, Cs., Harangi, R., Coradossi, N. (1995a): Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian plain Volcanic Field (Western Hungary). *Acta Vulcanologica* **7/2** 173-187
- Harangi, Sz., Németh, K., Balogh, K. (1995b): Volcanology and chronology of the Tihany Volcano, Balaton Highland (Pannonian Basin, Hungary). 10th Congr. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bucharest, Romania. *Romanian J. Stratigr* **76** 19-21
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., Smith, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press., Cambridge, N.Y., Port Chester, p. 263
- Harrison, T. M., Duncan, I., McDougall, I. (1985): Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49** 2461-2468
- Harrison, T. M., McDougall, I. (1980): Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand-II. Diffusion of radiogenic and excess ⁴⁰Ar in hornblende revealed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44** 2005-2020
- Harrison, T. M., McDougall, I. (1981): Excess ⁴⁰Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: Implication for ⁴⁰Ar/³⁶Ar age spectra and the thermal history of the region. *Earth Planet. Sci. Lett.* **55** 123-149
- Hart, S. R. (1961a): Mineral Ages and Metamorphism. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* **91** 192-197
- Hart, S. R. (1961b): The Use of Hornblende and Pyroxenes for K/Ar Dating, *J. Geophys. Res.* **66** 2995-3001
- Heizler, M. T., Perry, F. V., Crowe, B. M., Peters, L., Appelt, R. (1999): The age of Lathrop Wells volcanic center: An Ar-40/Ar-39 dating investigation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **104(B1)** 767-804
- Hoernle, K., Tilton, G. R. (1991): Sr-Nd-Pb isotope data for Fuereventura Basal Complex and subaerial volcanics: application to magma genesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **71** 5-21
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., Perry, E. A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87** 725-737
- Hrvatović, H. (1996): Structural and facies analysis of parts of the Mid-Bosnian Schist Mts., Thesis, Univ. of Tuzla, p. 112. (in Bosnian).
- Huneke, J. C., Smith, S. P. (1976): The realities of recoil: ³⁹Ar recoil out of small grains and anomalous patterns in ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **7** (Proc. 7th Lunar Science Conference), 1987-2008
- Hunziker, J. C. (1987): Radiogenic isotopes in very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed): *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, Glasgow, 200-226
- Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Rogwiler, P., Schwander, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contr. Mineral. Petrol.* **92** 157-180
- Hunziker, J. C. (1979): Potassium argon dating. In: Jäger, E., Hunziker, J. C. (eds.): *Lectures in isotope geology*. Springer, Berlin, Heidelberg. 52-76
- Hunziker, J. C. (1986): The evolution of illite to muscovite: an example of the behaviour of isotopes in low-grade metamorphic terranes. *Chem. Geol.* **57** 31-40

- Huon, S., Burkhard, M., Hunziker, J. (1994): Mineralogical, K-Ar, stable and Sr isotope systematics of K-white micas during very low-grade metamorphism of limestones (Helvetic nappes, western Switzerland). *Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect.* **113** 347-376
- Hurford, A. J., A. J., Fitch, F. J., Clarke, A. (1984): Resolution of the age structure of the detrital zircon population of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geol. Mag.* **121** 269-277
- Husztly Á. (2005): Argon diffúziójának vizsgálata ásványokban, a "záródási hőmérséklet" meghatározása. Diplomamunka, Debreceni Egyetem, TTK, fizikus szak. p. 59
- Ibarrola, E., Fúster, J. M., Cantagrel, J. M. (1980): Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuereventura. *ESF Meeting on Canarian Volcanism* 124-128
- Inoue, A., Meunier, A., Beaufort, D. (2004): Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcanoclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan. *Clays Clay Minerals* **52** 66-84
- Itaya, T., Okada, T., Honjou, Y., Hyodo, H. (1999): New mass spectrometer with a triple collector system for argon analysis with a peak height comparison method. *Bull. Res. Inst. Nat. Sci., Okayama Univ. of Sci.* **No. 25** 41-71
- Ivancsics, J., Kisházi, P. (1982): Investigations of borehole samples from the Veporic and Zemplenic crystalline basement. *Magyar nyelvű kut. jel., MÁFI*
- Ivarson, K. C., Ross, G. J., Miles, N. M. (1980): The microbiological formation of basic ferric sulfates 3. Influence of clay minerals on crystallisation. *Can. Jour. Soil Sci.* **60** 137-140
- Jäger, E. (1967): Die Bedeutung der Biotit-Alterswerte. In: Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Jäger, E., Niggli, E., Wenk, E. (eds.): *Beitr. Geol. Karte Schweiz. NF. 134*, 28-31., Kümmerlich-Frey, Bern.
- Jámbor Á. (1998a): A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. In: Bérczi I., Jámbor Á. (szerk): *Magyarországi geológiai képződmények rétegtana. MOL Rt., MÁFI, Budapest*, 495-517
- Jámbor Á. (1998b): A Tiszai Nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. In: Bérczi I., Jámbor Á. *Magyarországi geológiai képződmények rétegtana. MOL Rt. és MÁFI, Budapest*, 173-185
- Jámbor Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian Formations of Hungary. *Acta Geol. Hung.* **32** 269-324
- Jámbor A., Partényi Z. Solti G. (1981): A dunántúli bazalt vulkanitok földtani jellegei. *MÁFI Évi Jel. 1979-ről*, 225-239
- Jámbor Á., Partényi Z., Ravasz-Baranyai L., Solti G., Balogh Kad. (1980): K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary. *ATOMKI Közl.* **22** 173-190
- Jámbor, Á. 1980: Pannonian in the Transdanubian Central Mountains. *Annals Geol. Inst. Hung.* **65** 1-259
- Jantsky, B., Balázs, E., Cserepes-Meszéna, B. (1988): Precambrian in the basement of the Pannonian Basin. In: Zoubek, V., Cogné, J., Kozhoukharov, D. and Kräutner, H. G. (eds.): *Precambrian in younger fold belts. John Wiley & Sons, Chichester, New York*, 687-711
- Jasvili, L. P., Gukasjan, P. Kh. (1973): Application of the cryptomelane for the dating of Mn-ores of Sevkar-Sarigiukh area by K-Ar method (Arm SSR). *Dokl. Akad. Nauk SSSR* **212** 185-188 (in Russian).
- Jiang, W. T., Peacor, D. R., Árkai, P., Tóth, M., Kim, J. W. (1997): TEM and XRD determination of crystallite size and lattice strain as a function of illite crystallinity in pelitic rocks. *J. Metamor. Geol.* **15** 267-281
- Jugovics L. (1937): Adatok a Somoskö és Rónabánya környéki bazaltelőfordulások ismeretéhez. *Földt. Int. Évi Jel. 1933-35-ről* **4** 1511-1522

- Jugovics L. (1940): Salgótarján és Bárna környékén előforduló bazaltok és bazalttufák. *Földt. Int. Évi Jel.* 1936-38-ról
- Jurković, I. (1957): The basic characteristics of the metallogenic region of the Mid-Bosnian ore mountain. 2nd Congr. Yugosl. Geol., Sarajevo, pp. 504-519. (in Croatian).
- Kaeding, L., Brockamp, O., Harder, H. (1983): Submarin-hydrothermale Entstehung der sedimentären Mangan-Lagerstätte Úrkút/Ungarn. *Chem. Geol.* **40** 251-268
- Kantor, J., Wiegerová, V. (1981): Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Geol. Zbor. Geol. Carp., Bratislava* **32/1** 29-34
- Kaur, I., Mishin, Y., Gust, W. (1995): Fundamentals of Grain and Interface Boundary Diffusion. Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, p. 509
- Kázmér, M., Kovács, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for the continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geol. Hung.* **28** 227-300
- Kázmér, M., Kovács, S. (1989): Triassic and Jurassic oceanic/paraoceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. In: Sengor, A. M. C. (ed): Tectonic Evolution of the Tethian Region. Kluwer Academic, Dordrecht, 93-108
- Kedves, M., Simoncsics, P. (1964): Microstratigraphy of the carbonate manganese ore layers of the shaft III of Úrkút on the basis of palynological investigations. *Acta Mineral. Petrogr., Szeged* **16** 3-48
- Kelley, S. P. (1995): Ar-Ar dating by laser microprobe. In: Potts, P. J., Bowles, J. F. W., Reed, S. J. B., Cave, M. R. (eds): Microprobe Techniques in the Earth Sciences. Chapman & Hall, London, Glasgow, Weinheim, 327-358
- Kim, J., Dong, H., Seabugh, J., Newell, S. W., Eberl, D. D. (2004): Role of Microbes in the Smectite-to Illite reaction. *Science* **303** 830-832
- Kisch, H. J. (1983): Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Larsen, G., Chilingar, G. V. (eds.): Diagenesis of sediments and sedimentary rocks 2. Elsevier, Amsterdam, 289-493
- Kisch, H. J. (1987): Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.): Low temperature metamorphism. Blackie and Son, Glasgow, 227-300
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1985): Genetic petrology of the Sopron Crystalline Schist Sequence. *Acta Geol. Hung.* **28** 191-213
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1987): Újabb adatok a Sopron környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához. *Földt. Közl.* **117** 31-45
- Kisházi, P., Ivancsics, J., (1988): Adatok a Zempléni-szerkezet kristályos paláinak közettanához. *Földt. Közl.* **118/2** 109-124
- Kohut, M., Poller, U., Todt, W. (2001). From collision through delamination of post-orogenic uplift: three stages of the Hercynian granite magmatism in the Velka Fatra Mts. (Slovakia). *Geolines* **13** 77-78
- Konda, J. (1970): Lithologische und Fazies-Untersuchungen der Jura-Ablagerungen des Bakony-Gebirges. *MÁFI Évk.* **V. 50** 161-260
- Konečný V., Lexa J., Balogh K. (1999a): Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathians) *Geolines (Praha)* **9** 67-75
- Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Lexa, J., Vass, D. (1995a): Evolution of the Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (West Carpathians). *Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, No. 4/2*, Proc. 15th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., Athens, 533-538
- Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Vass, D., Lexa, J. (2002): Timing of the Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western

- Carpathians). *Geol. Carp.* **V. 53** Spec. Issue, **CD**, Proc. 17th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., p. 1-7
- Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K. (1999b): Neogene-Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: Review of volcanic forms and evolution. *Geol. Carp.* **50** (Spec. Issue), 112-115
- Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K., Konečný, P. (1995b): Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. *Acta Vulc.* **7/2** 167-171
- Konečný, V., Lexa, J., Konečný, P., Balogh, Kad., Elečko, M., Hurai, V., Huraiova, M., Pristaš, J., Sabol, M., Vass, D. (2004a): Guidebook to the Southern Slovakia Alkali Basalt Volcanic Field. Ed.: J. Lexa. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, p. 136
- Konečný, V., Vass, D., Elečko, M., Konečný, P., Balogh, Kad., Túnyi, I. (2004): Geology and evolution of the Bone Gorge maar. In: Sabol, M. (ed.): Early Villányian site of Hajnačka I (Southern Slovakia). Paleontological research 1996–2000. Gemer–Malohont Museum in Rimavská Sobota, 9-38
- Koroknai, B., Horváth, P., Balogh, K., Dunkl, I. (2001): Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic crystalline basement in northern Hungary: new petrological and geochronological constraints. *Int. J. Earth Sciences* **90/3** 740-751
- Koroknai, B., Neubauer, F., Genser, J., Topa D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of the Austroalpine units at the western margin of the Gurktal Nappe complex, Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79** 277-295
- Korpás, L., Lang, B. (1993): Timing of volcanism and metallogenesis in the Börzsöny Mountains, Northern Hungary. *Ore Geology Reviews* **8** 477-501
- Kováč, Á., Balogh, Kad., Sámsoni, Z. (1968): Rubidium-stroncium adatok a Mecsek-hegység gránitjai korának kérdéséhez. *Földt. Közl.* **98** 205-212
- Kováč, Á., Svingor, É., Árkai, P. (1985): Early Alpine resetting of Rb-Sr ages in the Upper Triassic quartz porphyries of the Bükk Mountains, Northeastern Hungary. In: Proc. 13th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Ass., Cracow, Part I., 385-386
- Kováčik, M., Král', J., Maluski, H. (1996): Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution. *Miner. Slovaca* **28** 185-202. (In Slovak, English summary)
- Kováčik, M., Král', J., Maluski, H. (1997): Alpine reactivation of the southern Veporicum basement: metamorphism, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, geodynamic model and correlation aspects with the eastern Alps. In: Grecula, P. Hovorka, D., Putis, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians, Bratislava, 163-174
- Kovács, S (1982): Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic- Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rundsch.* **71** 617-640
- Kovács, S (1989a): Major events of tectono-sedimentary evolution of the North Hungarian Paleo-Mesozoic: history of the northwestern termination of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Tethys. In: Sengor, A. M. C. (ed): Tectonic Evolution of the Tethian Region. Kluwer Academic, Dordrecht, 93-108
- Kovács, S. (1989b): Geology of the North Hungarian Paleozoic and Mesozoic terraines. Guidebook for Geological excursions. Hung. Geol. Inst., Budapest
- Kulp, J. L., Engels, J. (1963): Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages. Radioactive Dating. Proc. Symp. on Radioactive Dating, Athens, 1962. Int. Atomic Energy Agency, Vienna, 219-238
- Kübler, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Français de Pétrole*, **19** 1093-1112
- Kübler, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Recherche Pau-SNPA* **2** 385-397

- Küpper, H. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg – Deutschkreuz 1: 50000 – Verh. Geol.Bundesanstalt, Wien **6** 1-65
- Lal, D., Muralli, A. V., Rajan, R. S., Tammane, A. S., Lorin, J. C., Pellas, P. (1968): Techniques for the proper revelation and viewing of etch-tracks in meteoritic and terrestrial minerals. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5** 111-119
- Lantos, Z., Vető, I., Földvári, M., Kovács Pálffy, P. (2003): On the role of remote magmatic source and intrabasinal redeposition in the genesis of the Toarcian Úrkút Manganese ore, Hungary. *Acta Geol. Hung.* **46/4** 321-340
- Le Bas, M. J. (1981): The pyroxenite–ijolite–carbonatite intrusive igneous complexes of Fuerteventura, Canary Islands. *J. Geol. Soc. London* **138** p. 496
- Le Bas, M. J., Rex, D. C., Stillman, C. J. (1986): The early magmatic chronology of Fuerteventura. *Geol. Mag.* **123** 287-298
- Lee, J. K., W. (1993): The argon release mechanism of hornblende in vacuo. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* **106** 133-170
- Lee, J., Sutter, J. F. (1991): Incremental $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of mylonitic rocks from the northern Snake Range, Nevada. *Tectonics* **10** 77-100
- Lee, M., Aronson, J. L., Savin, S. M. (1985): K/Ar dating of Time of Gas Emplacement in Rotliegendes Sandstone, Netherlands. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* **69/9** 1381-1385
- Lelkes-Felvári, Gy. (1978): Petrographische Untersuchung einiger präpermische Bildungen der Balaton-Linie. *Geol. Hung. Ser. Geologica* **18** 224-295
- Lelkes-Felvári, Gy., Árkai, P., Frank, W., Nagy, G. (2000): Late Variscan ultramylonite from the Mórág Hills, SE Mecsek Mts., Hungary. *Acta Geol. Hung.* **43/1** 65-84
- Lelkes-Felvári, Gy., Árkai, P., Sassi, F. P., (Balogh, Kad. együttműködésével), (1996): Main features of the regional metamorphic events in Hungary: a review. *Geol. Carp.* **47** 257-270
- Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F. P., Visona, D. (1982): On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. *Rend. Soc. Ital. di Min. Petr.* **38(2)** 607-615
- Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F. P., Visona, D. (1984): Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic Basement in the Sopron Area (Eastern Alps, Hungary), *Rend. Soc. Ital. di Min. Petr.* **39** 593-612
- Lelkesné Felvári Gy. (1998): Nyugat-Magyarországi metamorfitok. In: Bérczi I., Jámor Á. Magyarországi geológiai képződmények rétegtana. MOL Rt. és MÁFI, Budapest, 55-71
- Li, G., Peacor, D. R., Buseck, P. R., Árkai, P. (1998): Modification of illite-muscovite size distribution by sample preparation for powder XRD analysis. *Can. Mineral.* **36** 1435-1451
- Liermann, H. P., Ganguly, J. (2002): Diffusion kinetics of Fe^{2+} and Mg^{2+} in aluminous spinel: experimental determination and applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66** 2903-2913
- Lippolt, H. J., Fuhrmann, U., Hradetzky, H. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determination on sanidines of the Eifel volcanic field (Federal Republic of Germany): constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. *Chem. Geol.* **59** 187-207
- Lippolt, H. J., Hautmann, S. (1995): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Precambrian manganese ore minerals from Sweden, India and Morocco. *Mineral. Deposita* **30** 246-256
- Lo, C. H., Onstott, T. C. (1989): ^{39}Ar recoil artifacts in chloritized biotite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53** 2697-2711
- Magyar, I. (1988): Mollusc fauna and flora of the Pannonian quartz sandstone at Mindszentkál, Hungary. *Ann. Univ. Sci. Budapestensis de Rolando Eötvös Nominat. Sectio Geologica* **28** 209-222
- Magyar, I., Geary D., Müller P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.* **147** 151-167

- Mahel', M. (1986): Geological structure of the Czechoslovak Carpathians. Paleozoic units. Veda, Bratislava p. 496.
- Maluski, H., Rajlich, P., Matte, Ph. (1993): ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the Inner Carpathian Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics* **233** 313-337
- Martin, U., Auer, A., Németh, K., Breitzkreuz, C. (2003): Mio/Pliocene volcanism in the western part of the Pannonian Basin, Hungary. *Geolines* **15** 75-81
- Martin, U., Németh, K. (2002a): Magma - wet sediment interaction in a crater lake of a tuff ring, developed in a pyroclastic mound dammed valley: Kissomlyó volcano (Western Hungary). Proc. Am. Geophys. Union Chapman Conf. on Explosive Subaqueous Volcanism, Dunedin, New Zealand, p. 37
- Martin, U., Németh, K. (2002b): Peperitic lava lake-fed intravent sills at Ság-hegy, western Hungary: a complex interaction of wet tephra ring and lava in a phreatomagmatic volcanic complex. In: Breitzkreuz, C., Mock, A. & Petford, N.: First International Workshop: Physical Geology of Subvolcanic Systems - Laccoliths, Sills, and Dykes (LASI), Wissenschaftliche Mitteilungen, Institute für Geologie (Freiberg, Germany), **20** 33-34
- Martin, U., Németh, K. (2004): Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. *Geologica Hungarica*, Ser. Geologica, **26** MÁFI, p. 193
- McDougall, I., Harrison, T. M. (1988). Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. Oxford Univ. Press, New York, Clarendon Press, Oxford, p. 212
- Merrihue, C. és Turner, G. (1966): Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.* **71** 2852-2857
- Merriman, R. J., Frey, M. (1999): Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey, M., Robinson, D. (eds.): Low-Grade Metamorphism, 61-107, Blackwell Science, Oxford
- Meunier, A., Velde, B. (2004): Illite. Origins, Evolution and Metamorphism. Springer, Berlin-Heidelberg, p. 286
- Milnes, A. G., Pfiffner, O. A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* **70** 83-95
- Milovanović, D. (1984): Petrology of low metamorphic rocks of the middle part of the Drina-Ivanjica Palaeozoic. *Bull. Mus. Hist. Nat. Belgrade*, **39** p.139 (in Serbian).
- Mindszenty, A., Galács, A., Dódy, I., Cronan, D. S. (1986): Paleoenvironmental Significance of Ferromanganese Oxide Concretions from the Hungarian Jurassic. *Chem. Erde* **45** 177-190
- Mizogawa, T., Sato, M., Yoshinu, M., Itoh, Y., Awaya, Y. (1997): A two-dimensional position-sensitive anode for microchannel plates based on the "MBWC" technique. *Nucl. Instr. Meth. In Phys. Res. A* **387** 395-400
- Monié, P., Soliva, J., Brunel, M., Maluski, H. (1994): Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interprétation tectonique. *Bull. Soc. Géol. France* **165/6** 559-571
- Monié, P., Chopin, C. (1991): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in coesite-bearing and associated units of the Dora Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.* **3** 239-262
- Morton, J. P. (1985): Rb-Sr evidence for punctuated illite/smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf Coast. *Geol. Soc. Am. Bull.* **96** 114-122
- Mottana, A., Sassi, F. P., Thompson, J. B., Jr., Guggenheim, S. (2002): Micas: Crystal Chemistry & Metamorphic Petrology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **V. 46** Mineralogical Soc. Am., Washington – Accademia Naz. dei Lincei, Rome, p. 505
- Muñoz M., Sagredo, J. (1975): Existencia de metamorfismos superpuestos en el complejo basal de Fuerteventura (Canarias). I Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica. 1287-1288

- Muñoz M., Sagredo, J. (1989): Características del metamorfismo térmico producido por los eventos plutónicos intrusivos más recientes del Complejo Basal de Fuerteventura. Abstr. ESF Meeting on Canarian Volcanism, 104-108
- Muñoz M., Sagredo, J. (1994): Reajustes mineralógicos y geoquímicos producidos durante el metamorfismo de contacto de diques basálticos (Fuerteventura, Islas Canarias). Bol. Soc. Esp. Min. **17**(1) 86-87
- Müller, P. (1998): A pannóniai képződmények rétegtana. In: Bérczi I., Jámor Á.: Magyarországi geológiai képződmények rétegtana. Budapest, 485-493
- Müller, P. Szónoky M. (1989): Faciostratotype Tihany-Fehérpart (Hungary), ("Balatonica" Beds by Lorenthey, (1905). In: Stevanovic P., Nevesskaya L.A., Marinescu F., A. S. & Jambor A. Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westliche ("Zentrale") Paratethys 8, Pontien. JAZU and SANU, Zagreb-Beograd, 427-436
- Müller, P., Magyar I. (1992): A *Prosodacnomyák* rétegtani jelentősége a Kötöcs környéki pannóniai s. l. üledékekben. Földt. Közl. **122** 1-38
- Müller, W., Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Thöni, M. (1999): Deformation-induced resetting of Rb/Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrain (Eastern Alps, Austria). J. Geol. Soc. London **156** 261-278
- Nagy, G., Draganits, E., Demény, A., Pantó, Gy., Árkai, P. (2002): Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: example from the Sopron Hills, Eastern Alps. Chem. Geol. **191** 25-46
- Németh K., Martin, U. (1999a): Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Hungary) using physical volcanology data. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. **43** 417-438
- Németh K., Martin, U. (1999b): Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. Acta Vulcanol. **11** 271-282
- Németh, K. (2001): Deltaic density currents and turbidity deposits related to maar crater rims and their importance for paleogeographic reconstruction of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF), Hungary. In: Kneller B., McCaffrey B., Peakall J. & Druitt T. (eds.): Sediment transport and deposition by particulate gravity currents. *Blackwell Sciences*, Oxford, Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 261-277
- Németh, K., Martin, U., Harangi S. (1999): Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): The Tihany Volcano. Acta Geol. Hung. **42** 349-377
- Németh, K., Martin, U., Harangi S. (2001): Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). J. Volcanol. Geotherm. Res. **111** 111-135
- Németh, K., White, J. D. L. (2003): Reconstructing eruption processes of a Miocene monogenetic volcanic field from vent remnants; Waipiata Volcanic Field, South Island, New Zealand. J. Volcanol. Geotherm. Res. **124** 1-21
- Odin, G. S., C. J. Adams, R. L. Armstrong, G. P. Bagdasaryan, A. K. Baksi, K. Balogh, I. L. Barnes, N. A. L. M. Boelrijk, F. P. Bonadonna, M. G. Bonhomme, C. Cassagnol, L. Chanin, P. Y. Gillot, A. Gledhill, K. Govindaraju, R. Harakal, W. Harre, E. H. Hebeda, J. C. Hunziker, C. O. Ingamells, K. Kawashita, E. Kiss, H. Kreutzer, L. E. Long, I. McDougall, F. McDowell, H. Mehnert, R. Montigny, P. Pasteels, F. Radicati, D. C. Rex, C. Rundle, C. Savelli, J. Sonet, E. Welin, J. L. Zimmermann, (1982): Interlaboratory standards for dating purposes, pp. 123-149. In: G. S. Odin (ed.), Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane.
- Ohr, M., Halliday, A. N., Peacor, D. R. (1991): Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast. Earth Planet. Sci. Lett. **105** 110-126

- Orlický O., Balogh, K., Konečný, V., Lexa, J., Túnyi, I., Vass, D. (1996): Paleomagnetism and radiometric ages of basalts of Central and Southern Slovakia (Western Carpathians). *Geol. Carp.* **47** 21-30
- Pálffy, J., Mortensen, J. K., Smith, P. L., Friedman, R. M., McNicoll, V., Villeneuve, M. (2000a): New U-Pb zircon ages integrated with ammonite biochronology from the Jurassic of the Canadian Cordillera. *Canadian J. Earth Sci.* **37/4** 549-567
- Pálffy, J., Parrish, R. R., Smith, P. L. (1997): A U-Pb age from the Toarcian (Lower Jurassic) and its use for time calibration through error analysis of biochronologic dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* **146** 659-675
- Pálffy, J., Smith, P. L. Mortensen, J. K. (2000b): U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ time scale for the Jurassic. *Canadian J. Earth Sci.* **37/6** 923-944
- Palinkaš, A. L., Balogh, K., Bermanec, V., Zebec, V. S., Svingor, É. (1996): On use of hyalophane for K-Ar dating in the Central Bosnian Schists Mts. *Acta Geol. Hung.* **39** Suppl. (Isotope Workshop III), 149-153
- Palinkaš, A. L., Balogh, Kad., Strmić, S., Pamić, J., Bermanec, V. (2000): Ar/Ar dating and fluid inclusion study of muscovite, from the pegmatite of Srednja Rijeka, within granitoids of Moslavačka gora Mt., North Croatia. *Vijesti* **37/3** Spec. Issue, PANCARDI, 2000., Dubrovnik, Croatia. Abstracts. 95-96
- Pamić, J., Balogh, Kad., Hrvatović, H., Balen, D., Jurković, I., Palinkaš, L. (2004): K-Ar and Ar-Ar dating of the Palaeozoic metamorphic complex from the Mid-Bosnian Schist Mts., Central Dinarides, Bosnia and Hercegovina. *Miner. Petrol.* **82** 65-79
- Panaiotu, C.G., Pécskay, Z., Hambach, U., Seghedi, I., Panaiotu, C.E., Itaya, T., Orleanu, M., Szakács A. (2004): Short-lived Quaternary volcanism in the Perşani Mountains (Romania) revealed by combined K-Ar and paleomagnetic data. *Geol. Carp.* **55/4** 333-339
- Pantó, G. (1965): A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. *MÁFI. Évi. Jel.* 1963-ról, 227-241
- Pantó, G., Kovách, Á., Balogh, K., Sámsoni, Z. (1967): Rb/Sr check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in NE-Hungary. *Acta Geol. Hung.* **11** 279-281
- Parrish, R., Roddick, J. C. (1984): Geochronology and isotope geology for the geologist and explorationist. In: Cordilleran Section. Geological Ass. of Canada, Short Course **4** 1-73
- Pécskay Z., Nagy B. (1993): New K/Ar data for the hydrothermal activity in the Neogene volcanic region of Nagybörzsöny, NE Hungary. *MÁFI Évi Jel.* 1991-ről. 67-70
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, Kad., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., Žec, B. (1995): Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanol.* **7/2** 15 - 28
- Pfiffner, O. A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin of the Central Alps. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* **8** 219-228
- Philips, D., Onstott, T. C., Harris, J. W. (1989): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating of diamond inclusions from the Premier kimberlite. *Nature* **340** 460-462
- Planderová, E. (1986): Biostratigraphic evaluation of the Poltár Formation sedimentary rocks (in Slovak with English summary). *Geol. práce, GÚDŠ Bratislava, Správy* **84** 113-118
- Plašienka, D., Janák, M., Lupták, B., Milovský, R., Frey, M. (1999): Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic Unit of the Western Carpathians. *Phys. and Chem. of the Earth* **24** 651-658
- Polgári M., Szabó Z., Szederkényi T. (2000): Mangánércek Magyarországon. Grasselly Gyula akadémikus emlékére. p. 652. MTA Szegedi Akadémiai Bizottság, Szeged

- Polgári, M., Molák, B., Surová, E. (1992): An organic geochemical study to compare Jurassic black shale-hosted manganese carbonate deposits: Úrkút, Hungary, and Branisko Mountains, East Slovakia. *Explor. Mining Geol.* **1** 63-67
- Polgári, M., Okita, P. M., Hein, J. R. (1991): Stable Isotope Evidence for the Origin of the Úrkút Manganese Ore Deposit, Hungary. *Jour. of Sed. Petrol* **61** 384-393
- Polgári, M., Szabó-Drubina, M., Szabó, Z. (2004): Theoretical model for Jurassic manganese mineralization in Central Europe, Úrkút, Hungary. *Bull. Geosciences* **79** 53-61
- Polgári, M., Tazaki, K., Watanabe, H., Vigh, T. (2006): Geochemical aspect of chemolithoautotrophic bacterial activity in the role of black shale hosted Mn mineralization, Jurassic age, Hungary, Europe. *Clay Science* **12** Supplement 2 233-239
- Pollastro, R. M. (1993): Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays Clay Min.* **41/2** 119-133
- Prochaska, W. (1991): Leukophyllitbildung und Alteration in Scherzonen am Beispiel der Lagerstätte Kleinfeldstritz (Steiermark). *Arch Lagerstforsch Geol B-A, Wien* **13** 111-122
- Puglisi, D., Balogh, K. (1996): Traces of Jurassic ultrapotassic volcanism in the southern sector of the Calabria-Peloritani arc: implications for the Maghrebian Tethys rifting. *Miner. Petrogr. Acta* **39** 197-214
- Radicati di Brozolo, F., Huneke, J. C., Papanastassiou, D. A., Wasserburg, G. J. (1981): ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr age determinations on Quaternary volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53** 445-456
- Rahn, M., Hurford, A. J., Frey, M. (1997): Rotation and exhumation of a thrust plane: apatite fission track data from the Glarus thrust, Switzerland. *Geology* **25/7** 599-602
- Rahn, M., Mullis, J., Erdelbrock, K., Frey, M. (1995): Alpine metamorphism in the North Helvetic Flysch of the Glarus Alps, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* **88** 157-178
- Ravasz-Baranyai, L., Viczián, I. (1976): A Hont-1 sz. fúrással feltárt kritályos alaphegység ásvány-kőzettani vizsgálata. *MÁFI Évi Jel. 1974-ről.* 61-72
- Renz, O., Bernoulli, D., Hottinger, L. (1992): Cretaceous ammonites from Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.* **129(6)** 763-769
- Reuter, A. (1987): Implications of K-Ar ages of whole-rock and grain-size fractions of metapelites and intercalated metatuffs within an anchizonal terrane. *Contrib. Mineral. Petrol.* **97** 105-115
- Roberson, H., E., Lahann, R. W. (1981): Smectite to illite conversion rates: Effects of solutions chemistry. *Clays Clay Minerals.* **29** 129-135
- Robertson, A. H. F., Bernoulli, D. (1982): Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). In: Rad, V., Sarnthein, H., Seibold (eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, 498-525
- Robertson, A. H. F., Stillman, C. J. (1979a): Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. Implications for West Africa continental margin evolution. *J. Geol. Soc. London* **136** 47-60
- Robertson, A. H. F., Stillman, C. J. (1979b): Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.* **116** 203-214
- Rona, P. A., Nalwalk, A. J. (1970): Post-early Pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* **81** 2117-2122
- Rosu, E., Pécskay, Z., Stefan, A., Popescu, Gh., Panaiotu, C., Panaiotu, C. E. (1997): The evolution of the Neogene volcanism in the Apuseni Mountains (Romania): constraints from new K/Ar data. *Geol. Carp.* **48/6** 353-359

- Rothe, P. (1968): Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura. *Geol. Rundsch.* **58** 314-332
- Rudinec, R., Slávik, J. (1971): Geological structure of the Eastern Slovakia Pre-Neogene basement. *Geol. Práce, Spr.* **53** 145-157
- Sabol, M., (ed.) (2004): Early Villanyian site of Hajnačka I (Southern Slovakia). Paleontological research 1996-2000. Gemer-malohont Museum in Rimavska Sobota. p. 143
- Sagredo, J., Muñoz, M., Glindo, C. (1996): Características petrológicas y edad K/Ar de las sienitas nefelínicas del Morro del Recogedero (Fuerteventura, Islas Canarias). *Geogaceta* **20(2)** 506-509
- Salter, V. J., M., Hart, S. R., Pantó, Gy. (1988): Origin of Late Cenozoic Volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. In: Royden, L. H., Horváth, F. (eds.): AAPG Memoir 45, The Pannonian Basin. A study in basin evolution. AAPG-Hungarian Geol. Soc., Tulsa-Budapest, 279-292
- Schmid, S. M. (1975): The Glarus overthrust: Field evidence and mechanical model. *Eclogae geol. Helv.* **68** 247-280
- Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R., Frank, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Vienna* **45** 111-141
- Schuster, R., Thöni, M. (1996): Permian garnets: Indication for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. *Mitt. österreich. Miner. Ges.* **141** 219-221
- Segev, A., Halicz, L., Lang, B., Steinitz, G. (1991): K-Ar dating of manganese minerals from the Eisenbach region, Black Forest, southwest Germany. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **71** 101-114
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. *Tectonophysics* **393** 43-62
- Shapira, D., Lewis, T. A., Hulett, L. D. (2000): A fast and accurate position-sensitive timing detector based on secondary electron emission. *Nucl. Instr. Meth. A* **454** 409-420
- Shcherbak, N. P., Bartnitsky, Ye. B., Dudauro, O. Z., Stepanyuk, L. M., Togonidze, M. G. (1991): U-Pb and Rb-Sr-Isotope Dating Results for Some Geological Formations, Gorab-Kelasuri Intrusive Complex, Caucasus. *Chem. Erde* **51** 103-106
- Sherlock, S. C., Arnaud, N. O. (1999): Flat plateau and impossible isochrons: Apparent ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in a high-pressure terrain. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63** 2835-2838
- Sigurgeirson, T. (1962): Age dating of young basalts with the potassium argon method (in Iceland). Unpublished report. University of Iceland.
- Šimon, L., Halouzka, R. (1996): Pútkov vršok volcano – the youngest volcano in the western Carpathians. *Slovak. Geol. Magazin. Geol služba SR, Bratislava* **2/96** 103-123
- Simoncsics, P., Kedves, M. (1961): Palaeobotanical examinations on manganese series in Úrkút (Hungary, Transdanubia). *Acta Mineral. Petrogr., Szeged* **14** 27-57
- Singer, A., Stoffers, P. (1980): Clay mineral diagenesis in two east African lake sediments. *Clay Minerals* **15** 291-307
- Slávik J. (1976): Zemplinicum, a new tectonic unit of the Central West Carpathians. *Geol. Práce, Spr.* **65** 7-19
- Środoń, J., Eberl, D. D. (1984): Illite. In: Bailey, S. W. (ed.): *Reviews in Mineralogy*, **V. 13** Micas. Mineralogical. Soc. Am., 495-544
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977): Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12** 359-362

- Stillman, C. J., Fúster, J. M., Bennell-Baker, M. J., Muñoz, M., Smewing, J. D., Sagredo, J. (1975): Basal Complex of Fuerteventura (Canary Island) is an oceanic intrusive complex with rift system affinities. *Nature* **257** 469-471
- Stillman, J. C. (1987): A Canary Islands dyke swarm: implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism. In: Halls, H. C., Fahrig, W. F. (Eds.): *Mafic Dyke Swarms*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., Vol. **34**. 243-255
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L. (1992): Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region. In: Ziegler, P. A. (ed.): *Geodynamics of rifting*, Vol. 1. Case studies on rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics* **208** 243-256
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Vaselli, O., Downes, H. (1995): Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian region. *Acta Vulcanol.* **7** 231-239
- Szabó, Cs., Taylor, L. A. (1994): Mantle Petrology and Geochemistry Beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region. *Int. Geol. Rev.* **36** 328-358
- Szabó, Cs., Vaselli, O. (1989): Textural features and classifications of ultramafic xenoliths from Sitke (Little Plain, Hungary). *Acta Miner. Petrogr.*, Szeged. **30** 67-79
- Szabó, Z., Grasselly, Gy., Cseh-Németh, J. (1981): Some conceptual questions regarding the origin of manganese in the Úrkút deposit, Hungary. *Chem. Geol.* **34** 19-29
- Szederkényi, T. (2001): Austroalpine Mega-Unit. In: Haas, J. (ed.): *Geology of Hungary*, Eötvös Univ. Press, Budapest, 23-35
- Takeshita, H., Gouzu, Ch., Itaya, T. (2004): Chemical Features of White Micas from the Piemonte Calcschists, Western Alps and Implications for K-Ar Ages. *Gondwana Research* **7** 457-466
- Tetley, N., McDougall, I., Heydegger, H. R. (1980): Thermal neutron interferences in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating technique. *J. Geophys. Res.* **85** 7201-7205
- Thanh, N. X., Itaya, T., Balogh, Kad. (2004): Electron microprobe analyses of minerals in alkaline basalts from the Bakony-Balaton Highland volcanic field, western Hungary. *Bull. Res. Inst. Nat. Sci., Okayama Univ. of Sci.* **No. 30**. 61-67
- Thöni, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79** 209-230
- Thöni, M., Jagoutz, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine High-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **73** 177-189
- Tollmann, A., (1977): *Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen*. Deuticke, Wien, p. 766
- Török, K. (1996): High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. *Eur. J. Mineral.* **8** 917-925
- Török, K. (1998): Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). *N. Jb. Mineral. Abh.* **173(1)** 63-91
- Török, K. (1999): Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schist from the Sopron Mountains (Eastern Alps, Western Hungary). *Acta Geol. Hung.* **42/2** 127-160
- Török, K. (2001): Multiple fluid migration events in the Sopron Gneisses during the Alpine high-pressure metamorphism, as recorded by bulk-rock and mineral chemistry and fluid inclusions. *N. Jb. Mineral. Abh.* **177(1)** 1-36
- Török, K., Bali, E., Szabó, Cs., Szakál, J. A. (2003): Sr-barite droplets associated with sulfide blebs in clinopyroxene megacrysts from basaltic tuff (Szentbékállá, western Hungary). *Lithos* **66** 275-289
- Trümpy, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. *Eclogae geol. Helv.* **62** 105-142
- Trümpy, R. (1980): *Geology of Switzerland. Part A*. Weps and Co. Publisher, Basel, New York, p. 104.

- Turner, G., Müller, J. A., Grasty, R. L. (1966): The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1** 155-157
- Turner, G. (1971): Argon 40 - argon 39 dating: The optimaization of irradiation parameters. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10** 227-234
- Turner, G., Cadogan, P. H. (1974): Possible effects of ^{39}Ar recoil in ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl.* **5** (Proceedings of the 5th Lunar Science Conference), 1601-1615
- Vam Breemen, O., Dallmeyer, R. D. (1984): The scale of Sr isotopic diffusion during post-metamorphic cooling of gneisses in the Inner Piedmont of Georgia, southern Appalachians. *Earth Planet. Sci. Lett.* **68** 141-150
- Varentsov, I. M., Grasselly, Gy., Szabó, Z. (1988): Ore-formation in the Early Jurassic basin of Central Europe: Aspects of mineralogy, geochemistry and genesis of the Úrkút deposit, Hungary. *Chem. Erde* **48** 257-304
- Vass, D. (1995): Global sea level changes reflected on northern margin of the Hungarian Paleogene, Fil'akovo and Novohrad/Nógrad basins (South Slovakia). In Slovak, English abstract. *Mineralia Slovaca* **27/3** 213-220
- Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J. (1986): Updoming of Cerová vrchovina Upland - young structure in the Southern Slovakia (in Slovak, English summary). *Geol. Práce, Bratislava*, **84** 135-140
- Vass, D., Konečný, V., Túnyi, I., Dolinsky, P., Balogh, Kad., Hudáčková, N., Kováčová-Slámková, M., Beláček, B. (2000): Origin of the Pliocene vertebrate bone accumulation at Hajnáčka, Southern Slovakia. *Geol. Carp.* **51/2** 69-82
- Vass, D., Kraus, I. (1985): Two basalts of different age in S. Slovakia and their relation to the Poltár Formation. *Miner. Slovaca* **17/5** 435-440
- Velde, B. (1977): *Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology*, 21. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, p. 218
- Verschure, R. H., Andriessen, P. A. M., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Maijer, C., Priem, H. N. A., Verdurmen, E. A. Th. (1980): On the thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems: Evidence from coexisting Sveconorwegian (ca 870 Ma) and Caledonian (ca 400 Ma) biotites in SW Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* **74** 245-252
- Vető, I., Demény, A., Hertelendi, E., Hetény, M. (1997): Estimation of primary productivity in the Toarcian Tethys - A novel approach based on TOC, reduced sulphur and manganese content. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.* **132** 355-371
- Viczián, I. (1994): A szmektit-illit átalakulás függése a hőmérséklettől. *Földt. Közl.* **124/3** 367-379
- Vidal, O., Parra, T. (2000): Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geol. J.* **35** 139-161
- Villa, I. M. (1998): Isotopic closure. *Terra Nova* **10** 42-47
- Vinogradov, V. I. (1991): Rb-Sr Systematics of the Kelasuri Granitoid Pluton, NW Caucasus (U.S.S.R.). *Chem. Erde* **51** 87-89
- Vogl, M. (1979): Hazai bazaltelőfordulások geokémiai vizsgálata. 1. Kialföldi bazaltok. 2. A Déli Bakony bazaltjai. *MÁFI Évi Jel. 1977-ről. Műszaki Kiadó, Budapest*, 343-361
- Vogl, M. (1980): Hazai bazaltelőfordulások geokémiai vizsgálata. 3. Tátika csoport. *MÁFI Évi Jel. 1978-ről. Műszaki Kiadó, Budapest*, 333-341
- Vozárová, A., Vozár, J. (1988): Late Paleozoic in the Western Carpathians. *D. Štúr Inst. Geol., Bratislava*, 1-314
- Vozárová, A. (1991): Petrology of Crystalline rocks of Zemplinicum (West Carpathians) (in Slovak). *Západné Karpaty, Sér. Mineral. petrogr., geochem., metalogen.* **14**, 7-59
- Watson E. B., Harrison, T. M., Ryerson, F. J. (1985): Diffusion of Sm, Sr and Pb in fluorapatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49** 1813-1823

- Weaver, C. E. (1989): Clays, Muds, and Shales. Developments in Sedimentology, 44. Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York, p. 819
- Weaver, C. E. (1960): Possible use of clay minerals in search for oil. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull. **44** 1505-1518
- Weber, F., Dunoyer de Segonzac, G., Economou, C. (1976): Une nouvelle expression de la cristallinité de l'illite et des micas. Notion d'épaisseur des cristallites. C. R. Sommaire de Seances de la Soc.Géol. France **5** 225-227
- Wijbrans, J. R., McDougall, I. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): The resetting of the argon isotopic system. Contr. Mineral. Petrol. **93** 187-194
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K. (2004): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of a Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanic field in the western Pannonian Basin, Hungary. In: Németh, K., Martin, U., Goth, K., Lexa, J. (eds.): Abstracts of the 2nd International Maar Conference, Hungary–Slovakia–Germany, Lajosmizse (2004), Occasional Papers of the Geol. Inst. of Hungary, Budapest **V. 203** 103
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. J. Volcanol. Geotherm. Res. (beküldve)
- Winkler, A. (1913): Der Basalt am Pauliberg bei Landsee in Komitat Ödenburg. – Verh. Geol. Reichsanst. Wien **14** 355-360
- Yébenes, A., (1980): Fuerteventura: evolución sedimentológica de una isla volcánica. IX Congreso nacional de Sedimentología. Resúmenes y Comunicaciones. Ediciones Universidad de Salamanca, Vol. **1**. 98-99
- York, D., Lopez-Martinez, M. (1986): The two-faced mica. Geophys. Res. Lett. **8** 1136-1138
- Zeitler, P. K., Fitz Gerald, J. D. (1986): Saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra from young microstructurally complex potassium feldspars. Geochim. Cosmochim. Acta **50** 185-1199
- Zhirov, K. K., Kravchenko, M. P., Platonenkov, A. G. (1968): Excess Ar^{40} in nepheline. Geokhimiya **No. 3** 381-382
- Živanović, M. (1979): Palaeozoic formations of the Mid-Bosnian Schist Mts. In: Jurić, M. (ed.): Palaeozoic formations. Geoinž, Sarajevo, 55-66 (in Serbian)